THÈSE

DE DOCTORAT ÈS-SCIENCES NATURELLES

présentée

A L'UNIVERSITÉ PARIS VI

par

Jean BOISSONNAS

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES

LES GRANITES A STRUCTURES CONCENTRIQUES ET QUELQUES AUTRES GRANITES TARDIFS DE LA CHAÎNE PAN-AFRICAINE EN AHAGGAR (SAHARA CENTRAL, ALGÉRIE)

TOME I

Soutenue le 28 Juin 1973 devant la commission d'examen :

MM.	J. RAVIER	Président
	M. ROQUES	
	M. LELUBRE	
	G. ROCCI	Examinateurs
	J. LAMEYRE	

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548017_0001

THÈSE

DE DOCTORAT ÈS-SCIENCES NATURELLES

présentée

A L'UNIVERSITÉ PARIS VI

par

Jean BOISSONNAS

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES

LES GRANITES A STRUCTURES CONCENTRIQUES ET QUELQUES AUTRES GRANITES TARDIFS DE LA CHAÎNE PAN-AFRICAINE EN AHAGGAR (SAHARA CENTRAL, ALGÉRIE)

TOME I

Soutenue le 28 Juin 1973 devant la commission d'examen :

MM.	J. RAVIER	Président
	M. ROQUES	Examinateurs
	M. LELUBRE	
	G. ROCCI	
	J. LAMEYRE	

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

INDEX DES SUJETS

Résumé Anglais

Résumé Français

ANNEXE I

INDEX DES SUJETS

N.B. : Cet index n'a pas la prétention d'être complet. Il présente un choix de sujets importants et de particularités locales.

Accidents (décrochements, grandes dislocations). Voir aussi à : contrôles structuraux - 21, 23, 25, 26, 36, 59, 73, 85, 116, 275, 284, 344, 363, 408, 412, 413, 415, 518.

Albitisation - 212, 213, 218, 233, 257, 266, 304, 330, 358, 469, 472, 507, 532, *533 - 536*, 588, etc..

Albitite - 221, 225, 569, 574-575, 581, 585, 589, 592.

Anatexie induite - 560.

Anatomie comparée des massifs à structure concentrique - *389 - 411*.

Andalousite - 62, 67, 68, 70, 71, 72, 74, 98, 179, 180, 193, 350, 419.

Apical (capuchon). Voir aussi à : granites de bordure - 213, 235, 274, 386, 389, *394 - 398*, 406, *410*, 585.

Aplite porphyrique - 234, 270, 274, 294, 393, 445.

Apogranite - 552, 575, 590, 605.

Basique (= roches basiques associées) - 46, 118, 142-144, 152, *204 - 209*, 215-216, 267, 268, *313 - 314*, 327, 328, *333 - 336*, 340, *342*, 343, 376, *378 - 382*, 388, 423.

Biotite : voir à chimie.

Bordure figée (et : granite figé) - 150, 235, 254, 258, 298, 386, 443, 456, 476, 486, 491, 502, 524, 528, 530, 589, 602, 604.

Bordure (granites de ...) : voir à granite et à leucogranite.

Bordure protoclastique - 101, 329, 334, *336*, 422, 560.

Brèche de contact ou d'intrusion - 107, 202-203, 416, 417, 418, 454, 455, 514, 515.

Capuchon apical : voir à apical.

"Cauldron subsidence" : voir à piston.

Chimie des biotites - 31, *368-369*, 391, *392*, *400*, *543 - 544*, et annexe IV.

Contacts avec l'encaissant (seulement pour les granites des Taourirts) - 29, 84, *169 - 195*, *202 - 203*, 252, 271-272, 282, 350, *416 - 417*, *449 - 454*, 497, *513 - 516*, 594.

Contacts internes des Taourirts et relations entre granites - 29, 137, 138, *149 - 155*, 157, 160, *164 - 166*, *214 - 217*, 229-230, 238, 239, 240, *246 - 251*, 254, 257, *268 - 270*, *279 - 280*, *290 - 291*, 295, 315-316, 349, 384, *394 - 395*, *401 - 404*, 445, 473, *483 - 488*, 511, 562-563, 585.

Contrôles structuraux. Voir aussi à : accidents - 40, 47, 73, 74, 78, 80, 81, 84, 85, 99, 105, 106, 107, 112, 119, 120, 127, 188, 189, 200, 225, 275, 284, 285, 301, 343, 350, 407-408, *412 - 416*, 424, 429, *431 - 435*, 460, 524, 550, 580, 593, 598.

Convection - 155, 166, 229, 273, 291, 293, 295, *373 - 375*, 387, 396.

Cordiérite (granite à ...) - 464, 465, 466, *479 - 480*, 483, 485, 487, 489, 495, 539.

Cordiérite (minéral de métamorphisme) - 46, 62, 67, 68, 71, 72, 74, 94, 98, 141, 176, 177, 181, 191, 192, 193, 282, 302, 418, 419.

Décalcification des oligoclases avec formation de séricite et fluorine (voir aussi à : albitisation et à : postmagmatique) - 147, 304, 365-366, 440, 467, 477, 506, 507, *533 - 536*, 552, 557, 561, 584, 588, 590, 594, 601.

Déformations liées à la mise en place des granites (voir aussi à : déformations régionales, structures obliques P3) - 58, *60 - 61*, 65-66, 71, 75, 83, 105, 106, *170 - 174*, *187 - 189*, 190, 194, 302, 416, 421.

Déformations régionales (1) : plis synschisteux P1 et plis droits méridiens P2 - 24, 25, 57, 60, 71, 75, 95, 96, 170.

Déformations régionales (2) : structures obliques localisées P3-S3 - 58-59, 65, 71, 75, 79-80, 81, 83, 84, 99, 105, *171 - 173*, 176, 178, 179, 181, 187, 285.

Deutérique (activité, phénomène) : voir à postmagmatique -

Diapirisme granitique - 46, 53, 61, *75 - 76*, 80, 81, *85*, 106, 108, *111 - 112*, 113, 119-120, 187-188, 599.

Discordance intrapharusienne - 23, 24, 40, 41, 55, 74, 86, 103, 106, 107, 112, 127, 200, 219, 301, 338, 412, 418.

Dislocations (grandes) : voir à accidents.

"Dykes synplutoniques" - 157, *250 - 251, 313 - 314*, 363, 380, 381, 406.

Enclaves déplacées : voir à brèche de contact.

Enclaves d'encaissant - 138, 140, 223, 271, 329, 350, 352, 384, 385, 388, *417 - 418*, 420, 421, 513-515, 521, 523, *558 - 560*.

Enclaves microgrenues (à composition de granite et de granodiorite) - 138, 140, *151 - 152*, 155, 215, 221, 247, *292 - 293*, 312, 320, *376 - 378, 382 - 388*, 443-444, 488, *491*, 492, 493, *602*, 603.

Explosive (activité), ou : phénomènes postmagmatiques à caractère explosif - *447 - 449*, 530, *581 - 582*, 604, 605.

Ferrohastingsite - 304, 309, 330, 331, 349, 351, 393.

Ferrohedenbergite - 309.

Filons incurvés - 297, 299, 307, *316 - 322*, 323, 331, 337, 398, 420, 441, 445, 566.

Fluidalité (dans les granites des Taourirts seulement) - 134, 135, 146, 163, 174, 186, 231-232, 235, 246, 264, 278, 294, 346, 362, 363, 421, 439, 467, 473, 478, 479, 483, 485, 490, 491.

Fluorine : voir à décalcification, leucogranite, granite courant ...

Fusion infracrustale - 114, 115, 116, 118, 224, 325, *379, 382*, 388, 424.

Fusion sialique - 76, 82, *114 - 118*, 220, 371, 382, 424, 606.

Géochronologie et géochimie isotopique du Sr - 19, 22, 25, 26, 31, 38, 39, 40, 45, 115, 117, 195, 301, 325, 338, 382, 435, 436, 525, 606, et annexe V.

Géomorphologie - 18, 122, 123, 124, 129, 146, 255, 262, 266, 469. Voir aussi le texte accompagnant les photos de la planche 1.

Granite alcalin : voir à leucogranite et à granites de bordure.

Granites de bordure à grain moyen (dans les massifs à structure concentrique). Voir aussi à : apical.

(1) Granites calco-alcalins ou subalcalins - 232, 244, 253, 266, 277, *390 - 391*, 394, 396.

(2) Leucogranites, alaskites - *50 - 51*, 124, 147, 154, *163 - 164*, 212, 213, 225, 233-234, 237, *265 - 266*, 277, 290, 294, *303*, 330, 347, 349, 389, *391 - 394, 397 - 398, 408 - 411*, 428.

Granite courant des plutons concordants du Pharusien supérieur (Etude pétrographique) - 48-49, 52, 88, 100.

Granite grossier courant des Taourirts du fossé. (Etude pétrographique) - 132-134, 162-163, 211, 226, 244, 253, 264, 278, 289, 329, 355 - 367.

Granite grossier courant des Taourirts de Tamanrasset (Etude pétrographique)- 439-440, 458, 466-468, 506-507, 527 - 528, 536 - 544.

Granites courants des Taourirts méridionaux de la zone Ahaggar central.
(1) Granites calco-alcalins - 552, 557, 561, 584.
(2) Granites alcalins - 551 - 552, 562, 563, 580-581, 584-585, 588, 592.

Granite à deux micas - 64, 73, 74.

Granite fini-orogénique - 325, 326, 336, 337, 423.

Granite hypersolvus - 298, 305, 308, 310-311, 325, 330, 337, 340, 393, 398, 407, 409, 417, 423, 440, 530.

Granite miarolitique : voir à miaroles.

Granite para-autochtone - 76, 82, 85, 120.

Granite subvolcanique - 12, 14, 15, 27, 40, 297 - 298, 338, 343, 415, 417, 423, 449, 452, 464, 530, 605, 606.

Granite syncinématique - 48, 49, 52, 65, 77, 81, 89, 100, 105, 110, 137, 159, 183, 277, 281, 285, 287, 329, 343, 363, 458, 460, 521-522.

Granodiorite (en masses importantes ; dans les Taourirts seulement) - 209-210, 224, 266-268, 367, 382, 386.

Granophyre (et microgranite granophyrique) - 446, 447, 450, 455, 486, 498, 502, 529, 604.

Greisen - 148, 258, 446, 457, 459, 461, 470, 471, 499, 505, 532, 562, 566, 575, 577, 581, 590, 592.

Kaolinite, kaolinisation - 570 - 572.

Leucogranites (dans le fossé pharusien) -
1 - Leucogranites alcalins et subalcalins de bordure : voir à granites de bordure.
2 - Leucogranites (granites alcalins) centraux des structures annulaires, et en stocks isolés. Voir aussi à : granite à deux micas - 51, 64, 77, 145, 148, 156, 161, 210, 217-220, 225, 238, 254, 257, 259, 282, 286, 294, 389, 399, 408 - 411.

Linéaments (voir aussi à accidents et à contrôles structuraux) - 21, 119, 413 - 415, 424, 435, 461.

Métamorphisme de contact - 46, 65, 72, 74, 79, 83, *93 - 94*, 98, 104, 172, *175 - 180*, 184-186, 191, 193, 203, 282, 302, 350, *419 - 420*, 516.

Métamorphisme général et métamorphisme "linéaire" - 24, 62-63, 65, 72, 74, 76.

Métasomatose potassique - 142, 268, 358, 361, 418, 454, 515.

Miarole - 238, 265, 305, 350, 445, 454, 455, 497.

Microgranite porphyrique - 150, 298, 341, 345, 386, *441 - 443*, 450, 458, 464, 465, *471 - 475*, *478 - 479*, 483, 485, 486, 487, 489, 492, *521 - 522*, 524, 528, *561 - 562*, 586, 588.

Minéralisations - 15, 16, 17, 18, 148, 161, 254-255, 258, 259, 366, 400, 411, 447, 459, 470, *499 - 500*, 502, 505, 532, 548, 562, *566 - 567*, 575, 577, 578, 585.

Mise en place (mécanisme de ...). Voir aussi à : diapirisme et à : piston - 75, 80, 108, 119, 187-188, 194-195, 203, 223, 272, 287, 332, 407-408, *420 - 422*, 456, 605.

Mise en place (profondeur de ...). Voir aussi à : granite subvolcanique - 27, 70, 72, 74, 184-186, 195, 283, 338, 420, 435, 502, 528-529, 604.

Orogenèse pan-africaine (ou pharusienne) - 10, 20, 21, *22 - 25*, 26, 36, 116, 195, 325, etc..

Pegmatite à muscovite - *65 - 66*, 73, 74, 75, 104, 109, 145, *180 - 182*, 191, 419, 421.

Pharusien inférieur (granites du ...) - 36, *37 - 38*, 369.

Pharusien inférieur - 24, 41, 55, 103, 130, 271, 284, 327, etc..

Pharusien supérieur - 24, 25, 36, 56, 103, 114, 130, 223, etc..

Phénocristaux magmatiques ou porphyroblastes - 132, 134, 146, *361 - 364*, etc..

Piston (jeux de ...). Voir aussi à : filons incurvés - 218, 219, 237, 254, 258, 274, 281, 297, 323, 326, 336, 386, 397, 398, 407, 410, 420-421, 424, 449, 475, 496, 558, 562, 568.

Plis : voir à déformation.

Polarité (de l'activité plutonique) - 86, 130, 158, 251, 257, 405, 408.

Postmagmatiques (phénomènes). Voir aussi à : décalcification des oligoclases, et à : albitisation - 37, *72 - 73*, 74, 75, 254, 257, 266, 269, 273, 281, 290, 358, 362, 365-366, 369, 370, 391, 393, 397, 399, 432, 461, 511, 527, *531 - 536*, 548, 552, 553, *590*, 597, 603, 605.

Ptygmatiques (plis, structures) - 95, 96, 110.

Rapakivi (feldspaths-K enrobés d'oligoclase, et vrais ovoïdes d'orthose) - 48, 135, 162, 226, *358 - 360*, 361, 467, 505, *507 - 511*, 515, 531, 536, 541, 605.

Relations entre granites. Voir à : contacts internes.

Riebeckite - 310, 311, 330.

Ring-dyke : voir à filon incurvé.

Schlieren microgrenu - 565.

Schlieren surmicacés - 92, 113, 119, 133, 138, 146, 154, *165 - 166*, 212, *227 - 229*, 237, 239, 247, 268, 273, 278, 291, 295, 349, *368 - 375*, 391, 394, 396, 402, 418, 529.

Sillimanite - 67, 70, 72, 98, 114, 180, 186.

Staurotide - 62, 67, 68, 70, 71, 74.

Stilpnomélane - 305, 310, 330.

"Stratigraphie fantôme" - 223, 242, 418.

Structure concentrique - 16, 40, 124, 127, 146, 154, 158, 226, 234-237, 242, 244, 253, 255, 257, 262, 264, 273-274, 277-278, 280, 281, 290, 294, 297, 299, 303, 315, *389 - 411*, 424.

Syénite quartzifère - 307, *308 - 310*, 323, 324, 331.

Synneusis - 51, 91, 113, 119, 133, 135, 150, 265, 289, 306, 312, *365*, 541, etc..

Taourirts (granites des ...) : définition - 12, 14, 40, 122, 123, 299, 428.

Topaze (mode de développement) - *546*.

Tourmaline - 105, 158, 176, 178, 181, 250, 252, *400*, 421, *592*, 605.

Tuffisite - 448, 530.

Zinnwaldite - 258, 399, 470, 481, 544, 572, 574.

Zonation des feldspaths potassiques - 132, 226, *360*, 440, 458, 460, *537 - 538*.

Zonation inverse, zonation normale : voir à structure concentrique.

THE CENTERED COMPLEXES AND SOME OTHER GRANITES OF THE PAN-AFRICAN BELTS IN THE AHAGGAR (CENTRAL SAHARA, ALGERIA)

ABSTRACT

The granites described in this memoir intrude two structural units of the Ahaggar (or Hoggar) :

1 - the west-central "pharusian [1] trough", a very mobile belt of epizonal sediments, bordered on either side by huge north-south faults. The so-called upper Pharusian, mostly composed of semi-pelites and acid tuffs, overlies unconformably a lower complex of intermediate to acid lavas and granodioritic to tonalitic plutons.

2 - the central block, more highly metamorphozed and showing the imprint of two, if not three, orogenies : eburnean (ca. 2000 MY), pan-african (ca. 600 MY), probably also kibarian (ca. 1200 - 1000 MY[2].

In both units, most of this study was devoted to the last pan-african granites (i.e., the sharply cross-cutting "Taourirt granites"[3]. As an introduction, Part I deals more briefly with the syn-orogenic concordant plutons which have invaded the upper Pharusian metasediments in the North of the west-central belt : this area displays a remarkable succession of syn- to late- orogenic granites.

---

(1) "Pharusian" is the local equivalent of pan-african (or upper Proterozoic).

(2) Formerly, the central zone as a whole was ascribed to a lower Precambrian ("suggarian") orogeny. Whether that name "suggarian" should be used as a local equivalent of eburnean or kibarian is still a matter of debate. It may well become obsolete.

(3) The Ahaggar nomads call "taourirt" a mountain shaped like a dome or a sugar-loaf.

PART I - SYN-OROGENIC GRANITES IN THE UPPER PHARUSIAN :

LARGE CONCORDANT BODIES AND ACCOMPANYING DIAPIRS

The large syn-orogenic bodies are elongated parallel to the north-south folds of the belt. Some of them measure well over 100 km in length. A calc-alkaline potassic granite, coarsely porphyritic, is the usual rock-type. External contacts are quite sharp, or gradational over short distances. Syn- to post-kinematic recrystallization in the country-rocks has produced gneissic hornfels of amphibolite-facies grade, and the innermost part of these aureoles display some injection ptygmatic structures. In the Tidjelamine and Tin-Touafa plutons, slightly younger adamellites form separate units which tend to follow N-S fault-lines and locally cross-cut the country rocks ; thermal aureoles then consist of massive andalusite-hornfels.

It is believed that these great plutons originated by a process combining crustal melting at a moderate depth below the present surface and intrusion of infracrustal material. Country-rock assimilation took place during the ascent of magma.

The Tin-Touafa granite breaks up towards the South into lenticular stocks, 2 to 15 km long, again alined on north-south faults. Perfect moulding of the igneous bodies by the layers of meta-sediments suggests diapiric emplacement. Actually, a study of the Tinnirt diapirs has shown that if granite intrusion did force apart the country rocks, simultaneous late-orogenic shear along the controlling fault produced cross-folds, thus tending to bend the metasediments around the igneous bodies. Similar patterns, leading to much the same conclusions on the synchronism of diapiric ascent and a regional stress field, can be recognized elsewhere in the pharusian belt.

The setting of the North Tinnirt diapir deserves a special mention : this small body of muscovite - biotite granite intrudes a linear tract, 20 by 2 km, of staurolite-andalusite-schists, which is controlled by the wrench-fault. The other diapirs consist of adamellites or of their alaskitic differentiates.

PART II - THE LATE GRANITES OF THE PHARUSIAN TROUGH AND THEIR CONCENTRIC PATTERNS

These subcircular stocks average 10 to 15 km in diameter and often display a concentric arrangement of their granites. In the great Tesnou and Iseddiene-Imehellatene complexes, several stocks are clustered together. Other fine examples are the Tihaliouine and Tioueiine intrusions. The distribution of all these plutons, like that of the somewhat older diapirs, was controlled by late-orogenic transcurrent faulting along two subparallel lines of weakness : one is the huge 4°50' fault which limits the pharusian trough to the East and indeed stands out as one of the main structural features of West Africa ; the other one follows the "intrapharusian" unconformity.

An Rb/Sr whole-rock isochron has yielded a late Precambrian to lower Cambrian age for the Tioueiine (560 ± 40 MY). Truncating of some stocks by others, as seen for instance in the Tesnou complex, indicates a certain age spread for the family.

The main rock-type fluctuates between a calc-alkaline potassic granite and a more calcic variety (adamellite). Porphyritic and quite coarse grained, it contains microcline of intermediate triclinicity, zoned euhedral oligoclase (often showing synneusis texture), iron-rich biotite and occasional hastingsitic hornblende ; common accessories include fluorite, allanite, titanite, zircon and apatite.

Adamellite occurs especially in the southern-most stocks, which are gathered near the intersection of the north-south transcurrent faults and of an E-NE trending lineament. The latter must have been intermittently active from the late Precambrian to the Quaternary ; at exposure level, it is marked out by faults and by some of the recent volcanic areas (Atakor, Ajjer ...).

Associated basic rocks consist of tonalitic to granodioritic hybrids, generally fine-grained. They are quite conspicuous in a few complexes, such as the Tin Erit and the Imehellatene, but are entirely missing in others. On the whole, they cannot be said to represent a major feature of this plutonic province.

Most plutons have intruded brittle terrane. Conclusive evidence as to the mechanism of emplacement is lacking ; piecemeal stoping did take place, but it may well have accompanied stoping of large blocks, if not subterranean cauldron subsidence.

Depth of intrusion must have been quite variable. A subvolcanic affinity is obvious in the Tioueiine complex, which displays such exceptional features as ring-dykes of perthite-ferrohastingsite-syenite and granite. On the other hand, units n° 1 and 2 of the Tesnou complex, probably the oldest members of the whole group, were intruded at a greater depth in the still hot aureole of the great Tidjelamine concordant mass.

The occurrence of tonalitic hybrids, and the .705 initial strontium ratio given by the Tioueiine isochron, suggest magma generation under the sialic crust. However, lacking a more detailed study, it cannot be ruled out that most complexes have a mixed infra and upper-crustal origin.

The concentric zones

Despite a great diversity of patterns, a general picture can be outlined. It comprises :

- an outer ring of medium grained granite,

- two or three inner zones, the most external of which consists of the common granite. Grain size decreases inwards from zone to zone.

The outer ring

Partial erosion of an apical cap resulted in a ring structure. In several cases, the outer granite turns out to be much the same as the common rock-type, except for its smaller grain size and non porphyritic texture. Both granites have crystallised from the same mass of intrusive magma. Inner contact of the ring is sharp or graditionnal over a short distance. Remarkable biotite-rich schlieren

can be traced all along, either in the common granite or in the transitional fringe ; produced by differential flow, they suggest convection phenomena at the interface between the outer shell, more or less crystallized, and the still magmatic chamber.

However, the outer ring is often composed, totally or in part, by a more leucocratic granite, richer in silica and alkalies ; it can even consist of an alaskite. Analytical data on the biotites is scarce, but seems to indicate relative enrichment of octaedral Fe^{3+} with respect to Al^{VI}. Such "reverse zonation" may result from progressive gathering of the residual fluids at the top of the magma chamber, while the common granite was crystallizing. It is believed that cauldron subsidence operated here and there on a small scale to control the emplacement of the residual magmas. At the same time, deuteric albitization of already formed calc-alkaline granite took place in the outer zone.

The inner zones

There exist three such zones at the most, separated by subvertical or outward-dipping contacts. Overall chemical variation can be very slight, and composition usually remains constant in any one zone. However the central zone, or only its core, is occasionnally enriched in alkalies, F and Li ; small quantities of cassiterite and wolframite have been found in this setting. Micas also contain notable amounts of F and Li ; zinnwaldite is sometimes present. The biotites, when compared to those of the common granite, appear to show relative enrichment of octaedral Al^{VI} with respect to Fe^{3+}.

Such cases of "normal zonation" are by no means the only ones. A reverse trend exists in other complexes.

Contacts between zones suggest repeated magmatic intrusion. Stoping, even cauldron subsidence, can account for the mechanism of emplacement. The succession is centripetal, but it often appears that each pulse was intruded before the previous zone had finished crystallizing.

"Microgranular enclaves" (i.e. cognate fine grained inclusions), granodioritic to adamellitic in composition, occur in swarms near some of the contacts, mostly on the youngest side. Convection is believed to have brought them together.

To sum up, two mechanisms are responsible for the concentric patterns :

- an evolution *in situ*
- multiple intrusion.

Conclusion The centered complexes of the Pharusian trough illustrate the transition from orogenic to non-orogenic plutonism. The tectonic setting, especially for the oldest stocks (Tesnou n° 1 and 2), and most rock compositions, are definitely those of orogenic granites. But the sub-volcanic tendency of the Tioueiine, perhaps the youngest complex of all, and the concentric structures, will call to mind the Younger granites of Aïr and Nigeria. In the Tioueiine complex, coexistence of adamellites and hypersolvus metaluminous granites may reflect magma generation during the alternating periods of compression and rest of the waning pan-african orogeny.

PART III - THE LATE GRANITES OF THE CENTRAL AHAGGAR UNIT

These intrusions cut swarms of granite porphyry dykes which run through all the other granites. At the time of emplacement, late orogenic uplift had well begun. But wrench faulting was still active, and has exerted an obvious control on the distribution of the last granites.

A first group of intrusions outcrops in the very center of the Ahaggar, near Tamanrasset. Elliptical in shape, they are parallel to NW-SE faults. Several features suggest intrusion at a shallow level : chilled margins, occasional dykes of granophyre (Ahelehedj and In Tounine stocks), postmagmatic explosive phenomena (a very local peculiarity of the Ahelehedj intrusion). Apart from an abundance of orthoclase, the common granite contains euhedral oligoclase, iron-rich biotite and a notable amount of fluorite. Primary accessories are few ; they include no titanite. Noteworthy variations are : an occurrence of rapakiwi granite in the great Taessa intrusion ; a spotted cordierite - granite which forms a local inner zone of the In Tounine chilled margin.

A late to post - magmatic evolution is prominent, especially in the perfectly alined stocks of Taessa, In Tounine and satellites of

the latter. Albite-microcline granites of varying grain size were then formed ; they show characteristic enrichment in fluorite and often in topaz. Minor deposits of cassiterite and wolframite in quartz lodes and greisens mark the end of this process.

Other intrusions are scattered over the southern part of the central Ahaggar unit. A special mention must be made of the five little Laouni stocks, spaced at regular intervals along a NE-SW fault. Most of their granites are albite-microcline varieties, with Li-rich micas and fluorite ; they were formed by the post-magmatic alteration of oligoclase granites. Large deposits of wolframite add much interest to these Laouni intrusions. So do beryl-zinnwaldite pegmatites, actually the finest pegmatites in the Ahaggar.

All the granites described in Part III show characteristic deficiency in boron, leading to the complete absence of tourmaline. On this ground, it can be argued that they belong to the same geochemical province as the nigerian Younger Granites.

CONCLUSION

Central and western Ahaggar is an area of outstanding interest for the student of granite, because the relationship between cross-cutting complexes and their tectonic setting is displayed there with unusual variety. Each major structural unit has its own set of late pan-african granites.

1 - In the "pharusian trough", small diapiric bodies represent a dying-out phase of syn-orogenic plutonism. Somewhat later, magmatic activity was vigorously revived along lines of transcurrent faulting. A distinct orogenic character persists, although several features are already indicative of non-orogenic magmatism.

2 - In the more "cratonized" central unit, late intrusions have reached a shallower level and are clearly set apart in time from older plutons. Yet they still have been controlled by active faulting.

3 - Enlarging the scope of the present memoir, one should also mention the In Ouzzal charnockitic block of western Ahaggar, a fragment of the west african craton, in which post-orogenic magmatism of cambrian age gave birth to the In Zize subvolcanic granites and associated ignimbrites. A peralkaline affinity is apparent in some of these complexes. The peralkaline intrusions of the "Adrar des Iforas" have probably the same age.

RESUME

Les granites dont il est question dans ce mémoire sont liés à l'orogenèse dite pan-africaine ou du Protérozoïque supérieur, que l'on appelle en Ahaggar (ou Hoggar) : orogenèse pharusienne. Ils traversent deux grandes unités structurales :

1 - Le "fossé de l'Ahaggar occidental", à remplissage de sédiments pharusiens métamorphisés dans l'épizone. Les tufs acides et les grésopélites du "Pharusien supérieur" reposent en discordance sur un "Pharusien inférieur", formé de laves acides à intermédiaires et de plutons granitiques à tonalitiques.

2 - Le "compartiment (ou la zone) de l'Ahaggar central", plus métamorphique, dans lequel on reconnaît l'emprise de 2 ou 3 orogenèses : éburnéenne (environ 2 000 MA), pan-africaine (env. 600 MA), sans doute aussi kibarienne (1 200 à 1 000 MA).

L'essentiel du mémoire est consacré aux derniers granites des deux unités, les "granites des Taourirts" (1). Ce sont des intrusions tardi-orogéniques, limitées par des contacts à l'emporte-pièce. Mais il s'est avéré utile de donner en première partie un aperçu des plutons synorogéniques concordants qui envahissent la série du Pharusien supérieur : le Nord du fossé est en effet un domaine privilégié pour l'étude du plutonisme orogénique et de ses phases successives.

---

(1) Les Touaregs appellent taourirt une montagne en forme de coupole ou de pain de sucre.

PREMIERE PARTIE :

MASSIFS SYNOROGENIQUES DANS LA SERIE DU PHARUSIEN SUPERIEUR : LES GRANDS PLUTONS ET LES DIAPIRS ANNEXES

Allongés du Nord au Sud comme les plis majeurs du fossé, les grands plutons de Tidjelamine et Tin-Touafa (plus de 100 km de long) ont une architecture complexe. Un granite calco-alcalin potassique à gros grain forme l'essentiel de la masse concordante. Il est traversé par des granites monzonitiques (pouvant tendre vers des granodiorites), postérieurs de peu ; ces roches constituent des unités localement discordantes qui s'alignent dans l'Ouest de chaque pluton sur des fractures profondes.

L'auréole du Tidjelamine reflète bien l'échelonnement des mises en place dans le temps et les variations du mode de gisement. Au contact du granite courant, sur plusieurs centaines de mètres de large, voire sur des kilomètres, on observe des cornéennes fines et gneissiques à faciès mésozonal. Ces roches ont fini de cristalliser après l'arrêt des plissements. Près du contact, on remarque des structures ptygmatiques d'injection. Plus étroite autour de certaines unités de granite monzonitique, l'auréole consiste alors en cornéennes massives à andalousite post-cinématique.

Occupant une zone qui fut très mobile tout au long du cycle orogénique, les plutons ont été formés à la fois par anatexie sialique et par incorporation de matériaux d'origine infracrustale. Il semble aussi que le granite courant ait largement assimilé les terrains du fossé au-dessus de l'isograde d'anatexie ; les granites monzonitiques sont plus nettement allochtones.

Le Tin-Touafa se morcèle vers le Sud en corps lenticulaires, longs de 2 à 15 km, bien circonscrits et moulés de façon parfaite par les bancs de la série encaissante (mode de gisement suggérant une mise en place diapirique). L'accent a été mis sur les remarquables diapirs de Tinnirt, qui pointent sur le tracé d'accidents subméridiens. On a pu démontrer que si les schistes ont bien été refoulés par la montée des diapirs, ils ont en même temps été ployés sur ces derniers par des contraintes dues au jeu coulissant des accidents-guides.

Même dispositif, moins étudié mais résultant encore du synchronisme entre poussée diapirique et contrainte régionale, dans la région d'Aseksème, à proximité d'un pluton que longe une branche faillée de la discordance intrapharusienne.

Ces diapirs sont en général constitués par des granites calco-alcalins à biotite ou par leurs différenciés alcalins. Signalons toutefois le cas particulier du Tinnirt Nord : cette petite masse de granite subalcalin à deux micas traverse un long ruban (20 x 2 km) de roches à andalousite - localement à andalousite et staurotide - que longe et contrôle l'accident-guide du diapir.

DEUXIEME PARTIE :

LES DERNIERS GRANITES DU FOSSE PHARUSIEN ("TAOURIRTS DU FOSSE") ET LEURS STRUCTURES CONCENTRIQUES

Ces beaux massifs à contour subcirculaire mesurent en moyenne 10 ou 15 km de diamètre, et beaucoup d'entre eux se caractérisent par une architecture en zones plus ou moins concentriques. Les grands complexes de Tesnou et d'Iseddiène-Imehellatène sont formés par l'accolement de plusieurs massifs élémentaires. Citons aussi les massifs de Tihaliouine et de Tioueiine.

La répartition de ces granites, comme celle des diapirs qui les précèdent dans le temps, a été contrôlée par le jeu en coulissage de deux grands accidents subparallèles : 1) la dislocation des 4°50', qui limite le fossé pharusien à l'Est et se présente en fait comme l'un des traits structuraux majeurs de l'Ouest africain ; 2) la discordance intrapharusienne faillée.

D'après une isochrone Rb/Sr de roches totales, le Tioueiine est d'âge précambrien terminal à cambrien (560 ± 40 MA). Mais du fait que certains massifs en tronquent d'autres, comme dans le Tesnou par exemple, l'on doit admettre une certaine dispersion des âges.

Le granite courant est calco-alcalin potassique, ou monzonitique. Assez grossier, il renferme : 20-30 % de quartz ; phénocristaux de "microcline intermédiaire" ; cristaux hypidiomorphes et zonés d'oligoclase, souvent en synneusis ; 8 à 10 % de biotite ferrifère et parfois un peu de hornblende hastingsitique. Parmi les minéraux accessoires, il faut citer la fluorine, l'allanite, le sphène, l'apatite et le zircon.

Les variétés franchement monzonitiques se rencontrent surtout dans les massifs méridionaux, qui sont rassemblés vers l'intersection d'un linéament E.NE-W.SW et des deux accidents nord-sud. Jalonné par des failles et par plusieurs domaines de volcanisme récent (Atakor, Serouenout, Ajjer ..), le linéament semble s'être manifesté par intermittence depuis le Précambrien terminal jusqu'au Quaternaire.

L'Imehellatène et le Tin Erit renferment des corps volumineux (100 m à 2 km) de tonalites "hybrides" à grain généralement fin. Les autres massifs n'ont pas de roches basiques associées, ou bien ne montrent guère que des "enclaves microgrenues sombres".

Pour la plupart, les intrusions ont traversé des terrains rigides, qui sont surtout ceux du Pharusien inférieur. Le mécanisme de mise en place est sans doute l'abattage de grands panneaux d'encaissant, sinon la "cauldron subsidence" (jeux de piston). On ne doit attribuer qu'un rôle complémentaire au découpage de petits blocs (piecemeal stoping).

Il semble que la profondeur de mise en place varie assez largement. Fait exceptionnel, le Tioueiine renferme des filons incurvés de syénite et de granite "hypersolvus" à ferrohastingsite : il présente donc une affinité subvolcanique. Mais les unités 1 et 2 du Tesnou, qui inaugurent sans doute le cycle des Taourirts, ont cristallisé à profondeur nettement plus grande dans l'auréole encore chaude du pluton concordant de Tidjelamine.

L'existence de corps basiques associés et la faible valeur (0,705) du rapport $Sr^{87}/Sr^{86}i$ fourni par l'isochrone du Tioueiine, font penser que les magmas granitiques contenaient une proportion importante de matériaux provenant d'en dessous de la croûte sialique ; il est toutefois probable que cette proportion variait d'un massif à l'autre.

La structure concentrique

Malgré la variété des dispositifs, on peut dégager les grandes lignes d'un modèle. Le plan type comprend :

- un anneau périphérique de granite à grain moyen,
- deux ou trois zones emboîtées à l'intérieur, la plus externe étant formée par le granite grossier courant. Le grain décroît d'une zone à l'autre vers le centre.

L'anneau de bordure

Il représente la coupe d'un capuchon apical par la surface topographique. Le granite y a parfois la composition de la roche courante, à ceci près qu'il n'est pas porphyroïde et a un grain moins grossier. Les deux variétés de granite ont cristallisé à partir de la même venue magmatique.

Des schlieren remarquables jalonnent la limite interne du capuchon apical. Regroupant les premiers minéraux de l'ordre normal de cristallisation (biotite, amphibole, accessoires, plagioclases), ils matérialisent les courants de convection qui brassaient le magma au contact de la bordure cristallisée.

Cependant, il arrive souvent que le capuchon apical soit formé, en partie ou en totalité, par un granite plus alcalin que celui de l'intérieur ; on observe alors des leucogranites à albite ou oligoclase sodique, et même des alaskites ("zonation inverse"). Ces roches correspondent à des concentrations de magma résiduel dans le haut de la chambre magmatique, accompagnant la cristallisation progressive du granite grossier sous-jacent. Il se peut que de légers "jeux de piston" aient ici et là contrôlé la mise en place de ces fluides tardifs. Parallèlement, divers remaniements post-magmatiques (albitisation ...) ont affecté la bordure calco-alcaline déjà formée.

Les zones internes

Il en existe au maximum trois, que séparent des contacts subverticaux ou à pendage externe. La composition reste sensiblement constante dans une zone donnée. Parfois, elle ne varie guère d'une zone à l'autre. Mais il arrive également que la zone centrale, ou seulement son coeur, se montre enrichie en alcalins et pneumatolytes (F, Li) ; aussi peut-on y trouver quelques minéralisations (alors que les leucogranites de bordure sont dans l'ensemble stériles). Dans d'autres cas, la zonation est non plus "normale" mais "inverse". Tous ces emboîtements de granites traduisent des pulsations répétées de magma à la faveur d'effondrements en jeux de piston ; la succession est centripète, mais chaque zone avait tendance à apparaître avant que la précédente n'ait fini de cristalliser.

Des essaims d'enclaves microgrenues à composition de granodiorite ou de granite monzonitique s'observent aux abords de certains contacts, de préférence dans la venue la plus récente. On peut attribuer ces regroupements d'enclaves à l'action des courants de convection.

En résumé, les structures concentriques résultent d'un double mécanisme : évolution *in situ* et intrusions multiples.

Conclusion

Les granites à structures concentriques du fossé pharusien se placent à la charnière entre les plutonismes orogénique et anorogénique. Si l'on s'en tient au contexte structural (surtout dans le cas des plus anciens massifs du groupe, c'est-à-dire sans doute les Tesnou n°1 et 2) et à la composition chimico-minéralogique, le caractère orogénique s'impose. Mais d'autre part, l'affinité subvolcanique du Tioueiine (visiblement plus récent) et les modalités de la zonation concentrique font penser aux granites jeunes de la province nigérienne. Il se peut que la coexistence de roches "hypersolvus" et de granites monzonitiques, telle qu'on l'observe au Tioueiine, reflète le caractère saccadé des mouvements fini-orogéniques.

TROISIEME PARTIE :

LES DERNIERS GRANITES DU COMPARTIMENT CENTRAL DE L'AHAGGAR ("TAOURIRTS DE LA ZONE CENTRALE")

Mis en place dans des terrains cratonisés qu'affectaient encore des épisodes de fracturation, ils recoupent des champs de dykes qui eux-mêmes sont postérieurs à tous les autres granites. Ils se répartissent en deux groupes : l'un au coeur de l'Ahaggar, près de Tamanrasset, l'autre dans le Sud du territoire. Signalons aussi pour mémoire quelques petits massifs isolés.

Les "Taourirts de Tamanrasset" s'alignent parallèlement à des accidents NW-SE. Plusieurs de leurs caractères sont symptomatiques d'une mise en place à faible profondeur : bordures figées, cortège discret de granophyres en filons (massifs d'Ahelehedj et d'In Tounine), phénomènes explosifs en liaison avec l'activité post-magmatique (il s'agit là d'un trait local de l'Ahelehedj). Le granite courant, grossier, est à orthose dominante, oligoclase, biotite ferrifère et fluorine ; notons l'absence de sphène primaire. Parmi les faciès de variation, il convient de signaler : un granite fin à nodules de cordiérite qui apparaît en position interne dans la chape apicale de l'In Tounine, et, dans le grand massif de Taessa, un rapakiwi à ovoïdes enrobés.

Une forte évolution post-magmatique s'est faite sentir dans ces intrusions, plus particulièrement dans le Taessa, l'In Tounine et leurs satellites mineurs, qui sont rigoureusement alignés. Elle a donné des granites alcalins à grain moyen ou fin qui, outre une certaine abondance de fluorine, renferment souvent des micas ± lithinifères et de la topaze. A ces roches se relient quelques greisens et filons de quartz minéralisés en cassitérite et wolframite.

Le groupe méridional de massifs est remarquable avant tout par l'alignement des 5 petites coupoles de Laouni, auxquelles sont liées des pegmatites à béryl et zinnwaldite (Ouan-Rechla), ainsi que de beaux indices de wolframite ("Renaissance"). La plupart des granites sont ici des "apogranites" alcalins à microcline et albite, formés par l'évolution post-magmatique de variétés calco-alcalines.

Toutes les intrusions de la zone centrale de l'Ahaggar sont déficitaires en bore : d'où l'absence de la tourmaline. Elles ressemblent à ce titre aux complexes annulaires mésozoïques de l'Aïr et du Nigéria.

CONCLUSION

Chacun des grands domaines structuraux de l'Ahaggar central et occidental renferme une famille bien typée de granites tardifs :

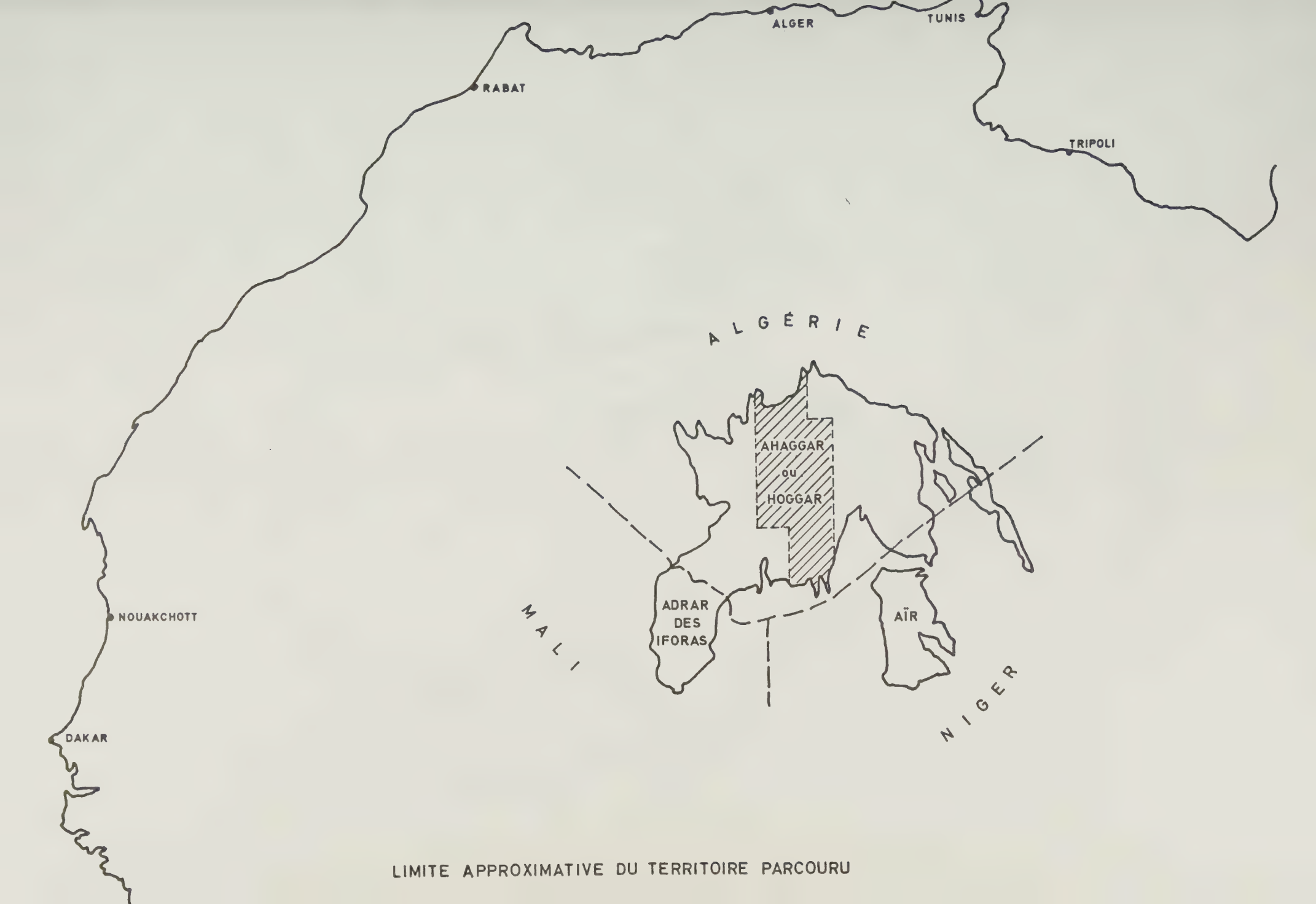
1 - Dans le fossé pharusien, le plutonisme syn-orogénique prend fin avec la mise en place de petits diapirs. Un peu plus tard, l'activité magmatique s'est manifestée de nouveau et avec vigueur à proximité de grandes dislocations qui avaient tendance à rejouer tardivement. Les granites conservent un cachet orogénique, mais certains traits sont déjà ceux d'un magmatisme an-orogénique.

2 - Dans la zone centrale plus "cratonisée", les derniers granites sont dans l'ensemble montés plus haut et s'individualisent mieux dans le temps par rapport à leurs prédécesseurs. Ils restent néanmoins contrôlés par des failles actives.

3 - A ce tableau, il manque l'extrême Ouest de l'Ahaggar, avec les complexes subvolcaniques de la région d'In Zize, non étudiés dans le présent mémoire. Datées du Cambrien (1), ces masses de granites et d'ignimbrites associées paraissent an-orogéniques au milieu du môle charnockitique d'In Ouzzal, qui est un fragment du craton de l'Ouest africain.

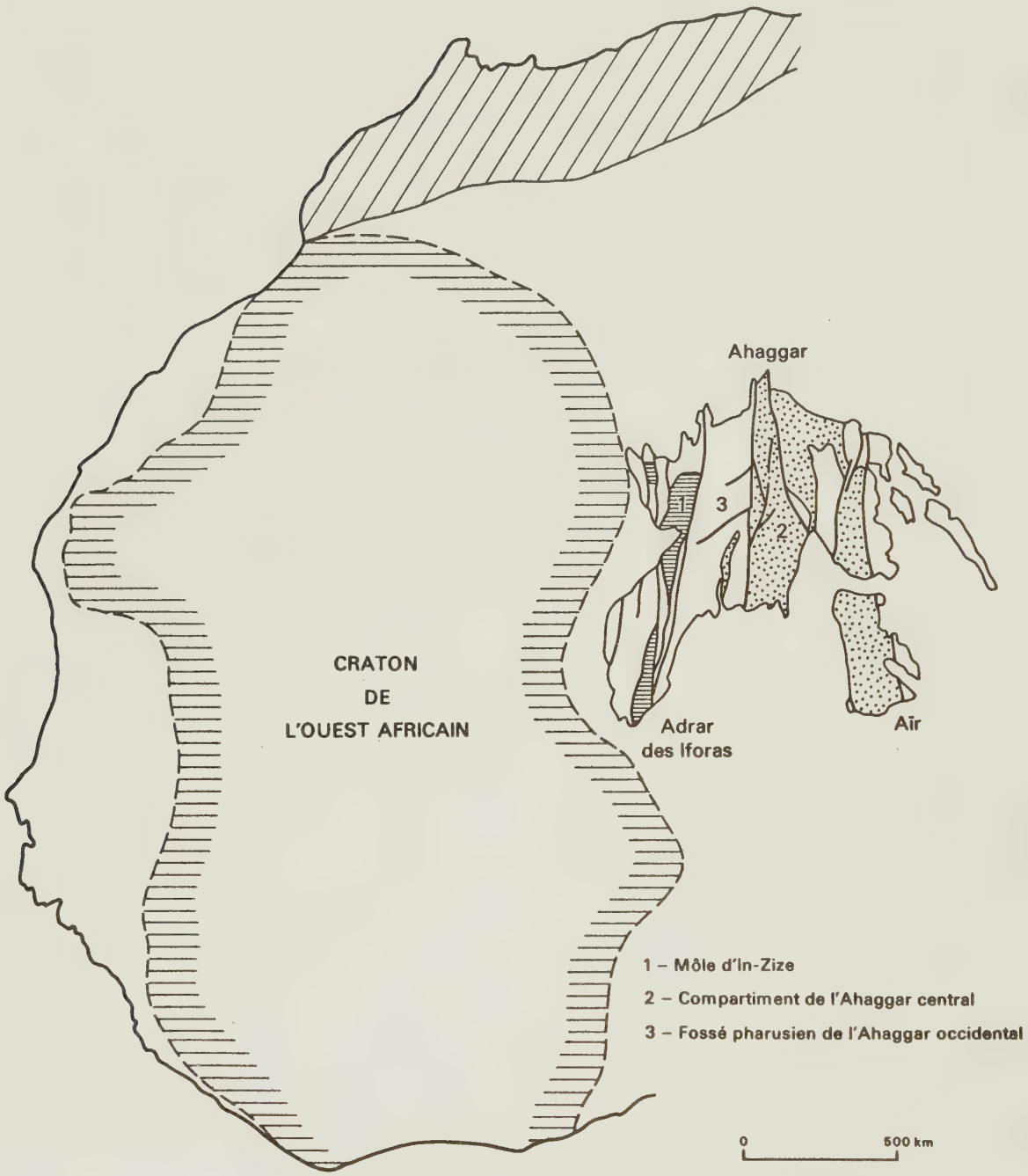
---

(1) 530 MA, d'après Allègre et Caby, 1972.



LIMITE APPROXIMATIVE DU TERRITOIRE PARCOURU

Fig.1 – LE CRATON DE L'OUEST AFRICAIN
L'AHAGGAR ET SES ANNEXES
Schéma simplifié d'après R. Caby, 1970



INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Le socle cristallin du Sahara affleure sur 500 000 km^2 dans l'extrême Sud Algérien. Il constitue ainsi l'Ahaggar des géologues (en arabe : Hoggar). Deux annexes, respectivement situées au Mali et au Niger, prolongent ce territoire jusque dans le Sahara méridional : l'Adrar des Iforas et l'Aïr (figure p. 8).

Objet du mémoire

Les granites décrits dans ce mémoire sont liés à l'orogenèse dite "pan-africaine" ou du Protérozoïque supérieur, que l'on appelle en Ahaggar : "orogenèse pharusienne" ; bien circonscrits, ils dessinent en plan des ellipses isolées ou des complexes formés par l'accolement de plusieurs unités. Ce sont des granites tardi-orogéniques, postérieurs aux plissements de leur cadre mais non à tous les rejeux d'accidents. Les plus remarquables ont une structure en zones emboîtées et se trouvent dans le domaine appelé : "fossé pharusien de l'Ahaggar occidental" (fig. 1, p. 9). Les autres, à peine moins intéressants, traversent le "compartiment central".

Or dans le fossé, on voit fort bien les phases successives de l'activité plutonique s'enchaîner les unes aux autres. Il était donc difficile de passer sous silence les grands plutons syn-orogéniques de ce territoire, qui sont contemporains des derniers plissements et dans l'ensemble concordants. Quelques uns de ces massifs seront présentés après l'introduction générale.

L'introduction générale comprend :

1 - Un historique assez détaillé, mais axé sur le granite.
2 - Des éléments de géologie régionale.
3 - Des indications sur le déroulement de mes recherches et sur la présentation de l'ouvrage.

1 - HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LES GRANITES DE L'AHAGGAR

Les granites occupent déjà une place de choix dans les récits des voyageurs et méharistes qui ont exploré le Sahara central avant le déclenchement de la première guerre mondiale. En effet, ces roches ne pouvaient passer inaperçues. Les grands regs aux teintes claires, les coupoles aux paroís lisses, sont des éléments caractéristiques du paysage saharien, au même titre que l'erg et la hammada. Détail qui a son importance, les reliefs granitiques sont presque toujours d'excellents points de repère.

Sans se départir d'une remarquable sobriété de ton, les premiers textes font donc la part belle à ces montagnes : ils les nomment, les situent et parfois en indiquent la constitution.

L'introduction de la thèse de Maurice Lelubre (1952) donne la liste complète de ces explorations et des récits qu'elles ont suscités. Elle nous montre ainsi ce que notre connaissance de la géographie et des premiers éléments de géologie régionale doit à des hommes comme Barth, Duveyrier, Foureau, Guillo-Lohan, Besset, Voinot, Gautier, Chudeau, Villatte, Nieger, et bien d'autres encore.

1.1 - LES PREMIERES OBSERVATIONS GEOLOGIQUES SUR LES GRANITES DE L'AHAGGAR

Pas à pas, un "dossier granite" se constituait en marge des explorations. Dans cette évocation de travaux que l'on n'a plus guère l'occasion de citer, je me limiterai à ce qui concerne l'Ahaggar au XXème siècle.

Dès 1903, G.B.M. Flamand identifiait une "granulite" échantillonnée au Tesnou par le lieutenant Guillo-Lohan.

R. Chudeau, dont la première tournée date de 1905, mentionne à deux reprises (1909 et 1925) le Tinhamour ou Adrar Haggarhène, situé aux portes de Tamanrasset. Mais il croit avoir affaire à un volcan très démantelé par l'érosion. Les laves des alentours dépendraient de ce centre ; or, ce sont en réalité des trachytes et des phonolites (Adriane, Isekram, etc.).

Le Capitaine Nieger dirige en 1912 la Mission du Transafricain. Son rapport (1924) fournit des renseignements importants dans les domaines de la géologie et plus encore de la géographie. Détail piquant, mainte montagne granitique (Tioueiine, Ti-n-Erit, Tefokra, Baouinet ...), ainsi du reste que la masse énorme des quartzites de l'Adrar Ahnet, se voit conférer un rôle utilitaire précis : celui d'une réserve inépuisable de ballast pour le chemin de fer !

H. Bütler (1922 et 1924) considère l'intrusion granitique du Serkout comme un "cumulo-volcan" ayant émis des laves visqueuses. "Celles-ci s'accumulaient et leur masse se bombait au-dessus des voies d'ascension. Puis les dômes et les coupoles se sont fusionnés ... en un grand socle unique, sur lequel se greffaient les appareils volcaniques. La dénudation a débarrassé le noyau compact des laves, des tufs et des cendres superficiels" (1924, p. 68). Certes, cette conception nous semble bien dépassée. Mais il était nécessaire de la rappeler au début d'un mémoire où sera abordé le sujet des granites subvolcaniques. Bütler pose donc, à sa manière, un problème actuel. Il a aussi eu le mérite de pressentir que son "volcan" du Serkout est antérieur aux appareils de l'Atakor.

1923 : J. Bourcart traverse les granites des environs de Tesnou et de Meniet, puis la chaîne des Iseddiène qui, selon lui, ferait partie de la même unité que le Tesnou. Il parcourt également le Sud de la Tefedest (1).

Frappé par les formes de relief, il propose (p. 397) d'appeler "taourirts", "ces massifs isolés, surgissant brusquement d'une plaine, sans autre raison qu'une plus grande résistance à l'érosion". Ce terme, présenté comme une variante du mot arabe "gara" (pluriel : "gour"), a commencé à faire fortune 30 ans plus tard, M. Lelubre l'ayant revêtu en 1952 d'un sens géologique précis.

A la même époque (1923 et 1927), M.E. Denaeyer publie les résultats de ses études de laboratoire sur divers échantillons récoltés par Chudeau, Villatte, Bourcart.

---

(1) Il compare au Cervin des Alpes les pics de Mertoutek (l'Esker-n-Eihedh ?), de Dehine (sans doute l'I-n-Ekoulmou) et d'Idelès (le Taderaze). Ce dernier est un "Cervin de granite rose, patiné de mauve".

Enfin en 1932, R. Perret et A. Lombard introduisent une note plus proche de la géomorphologie, sans d'ailleurs apporter d'éléments vraiment nouveaux (2).

Importance des travaux de Conrad Kilian

Pour faire fructifier toutes ces observations, il fallait en premier lieu débrouiller la structure du pays cristallin.

Les découvertes brillantes et maintenant bien connues de Conrad Kilian créèrent les conditions de ce progrès :

1922 - Distinction, étendue à l'ensemble du Sahara, entre un socle cristallin d'âge antécambrien, et des sédiments transgressifs à partir du Cambro-Ordovicien sur ce soubassement érodé.

1932 - Subdivision du socle en deux termes : le Suggarien à la base, le Pharusien au sommet.

1.2 - MAURICE LELUBRE

Le mémoire de M. Lelubre (1952) est resté le document fondamental.

Pour les 250 000 km2 couverts à dos de chameau par l'auteur, il présente un schéma d'une logique rigoureuse, étayé sur des observations très précises. Aussi conserve-t-il sa valeur de référence dans le renouveau récent des idées qui affecte l'Afrique en général, et l'Ahaggar en particulier.

---

(2) Eux aussi sont frappés par les formes d'érosion. Ils comparent le Tesnou et le Ti-n-Akkor aux reliefs de la baie de Rio !
R. Perret a publié seul plus récemment (1952, 1953).

M. Lelubre amplifie et précise le cadre suggéré par Conrad Kilian. Pour lui, le Suggarien et le Pharusien correspondent à 2 cycles orogéniques distincts et successifs. Ils alternent sur le terrain en formant des grands compartiments allongés dans le sens N-S, et sont séparés en général par des dislocations puissantes. Le Suggarien, qui comprend à la base la "série de l'Arechchoum" et au sommet la "série de l'Eg'éré", est en principe plus métamorphique que le Pharusien. Chacun des deux cycles a ses granites échelonnés dans le temps ; on observe d'abord des types migmatitiques en grands plutons diffus et concordants ; puis des massifs plus restreints, mieux circonscrits, mais encore subconcordants ; enfin des corps discordants et circonscrits, post-tectoniques, nombreux surtout dans le Pharusien.

Les plus typiques de ces derniers sont les "granites des Taourirts". Tous les massifs situés en pays suggarien sont attribués au cycle suggarien, hormis la plupart des granites "à l'emporte-pièce", qui seraient des équivalents des Taourirts.

A la fin de son mémoire, M. Lelubre dresse des parallèles avec d'autres régions d'Afrique. Pour l'Adrar des Iforas, il note, d'après Karpoff (1949), la même succession de venues éruptives qu'en Ahaggar, avec toutefois une abondance de granite à riébeckite. Surtout, il relève des points communs entre les Taourirts et les granites stannifères du Nigéria et de l'Aïr, que l'on commençait à connaître grâce aux travaux de Bain, de Greenwood, de Raulais, etc...

Notons que M. Lelubre a regroupé des considérations de géomorphologie dans un article séparé, où les granites tiennent une grande place (1952 b).

Enfin, il a donné par la suite deux synthèses qui font à leur heure le point sur l'évolution des connaissances (1961, 1967-69).

1.3 - TRAVAUX DES MISSIONS DU B.R.M.A. PUIS DU B.R.G.M. SUR LES GRANITES

Je ne citerai dans ce paragraphe que les missions qui se consacraient au moins en partie à la recherche minière. Ceci posé, il va sans dire que la prospection du pays a nécessité le levé de la carte géologique, donc un travail important de recherche fondamentale.

L'absence d'une industrie locale avait conduit R. Chudeau à exprimer en 1909 un certain scepticisme au sujet des possibilités minières de l'Ahaggar. Néanmoins, il aurait été anormal de tenir compte de ces pressentiments. Les granites des Taourirts paraissaient tout indiqués pour commencer une prospection, à cause de leurs affinités supposées avec les massifs stannifères du Nigéria. Un visiteur du dehors comme l'était H.M.E. Schürmann publiait en 1956 des encouragements très nets (son idée remontait à 1952).

a - La période 1953-1956

Le B.R.M.A. (Bureau de Recherches Minières de l'Algérie) s'intéressa à l'Ahaggar dès 1948 (tournée de V. Kovenko), et entreprit l'exploration systématique du territoire après la thèse de M. Lelubre et le congrès d'Alger (méharées préparatoires de P. Launey en 1953, de J. Ranoux en 1954).

Travaux dans le Suggarien central[1] - On s'attaqua d'abord au massif post-tectonique d'I-n-Tounine, situé tout près de Tamanrasset. La découverte d'indices non négligeables de cassitérite et de wolframite parut confirmer la valeur des hypothèses de départ. Une étude très détaillée suivit (missions Illy 1954-1955, Bourgeois 1955-1956).

La seconde de ces équipes prospecta aussi, mais avec moins de succès, l'Aheleheg', frère jumeau de l'I-n-Tounine, ainsi que les autres massifs comparables de la région (Taessa, Tanaout ...) et de l'Ahaggar centro-oriental (Serkout ...). La "mission hélicoptère" 1956-57 (Guérangé et al.) s'intéressa à la géologie régionale, et en particulier aux types de granites qui n'avaient pas fait l'objet des premiers travaux.

Enfin, les missions Thébault 1954-55, puis Royer 1956-57, explorèrent la grande chaîne granitique de la Tefedest ainsi que ses alentours.

---

(1) Pour désigner la zone centrale de l'Ahaggar dans cet historique, j'utilise encore le mot Suggarien, comme il était courant jusqu'à une date récente.

Travaux dans le "fossé pharusien de l'Ouest" - A l'Ouest du "Suggarien de l'Ahaggar central" s'étend le "fossé pharusien de l'Ahaggar occidental" (Lelubre 1952). J. Ranoux, seul (tournée 1954-55), ou accompagné par B. Guérangé (1955-56), étudia les granites des Taourirts en priorité, mais travailla aussi sur la série pharusienne et sur les plutons granitiques concordants. L'indice d'étain d'Elbema Est, avec quelques autres de moindre importance, apporta la consécration de la découverte pratique à ces missions où l'on s'efforçait de ne pas oublier la géologie générale.

Dans le Nord du fossé, la mission Janiak 1955-56 jeta un coup d'oeil sur le Tesnou et ses satellites. Elle parvint à découvrir les quelques cristaux de wolframite et de cassitérite que ces granites récèlent (1).

Citons enfin la mission Thébault 1954-55, déjà nommée, pour l'extrême Nord du fossé (Thébault et Royer, 1955).

Etat des connaissances en 1956, sur la géologie des Taourirts - Dès le milieu de 1956, la confrontation des divers rapports et publications du B.R.M.A. incitait à faire le point sur la plupart des massifs dont il sera question dans ce mémoire. Elle révélait des différences flagrantes entre les granites post-tectoniques du domaine suggarien et ceux du fossé pharusien.

Dans ces derniers, on observe des structures concentriques : elles étaient connues dans la moitié des cas (Tioueiine, Teg'orak, Tihaliouine, Iseddiène, Aït-Oklan). Du côté suggarien, par contre, les descriptions de l'I-n-Tounine et de l'Aheleheg' ne mentionnaient rien de bien net dans ce genre. En outre, les variétés de granite et leur succession paraissaient assez différentes dans les deux groupes, et les essais de corrélation n'avaient pas abouti. Bien plus, J. Ranoux écrivait en 1956 et 1959 que les types pétrographiques et leurs rapports restaient ambigus à l'intérieur même de certains massifs : la comparaison des deux groupes devenait *a fortiori* plus difficile.

---

(1) On doit aussi à cette mission la prospection d'une zone de l'Ahaggar occidental, comprenant notamment les granites d'Ihouhaouène.

b - La période 1956-1964

Mes premières recherches remontent à l'automne 1956, et avaient pour objet les granites déjà connus. Mais il restait des massifs post-tectoniques à inventorier, voire à découvrir : ils le furent au rythme des missions de prospection générale qui levaient l'ensemble du territoire. La carte au 1/500 000 de l'Ahaggar (1961-1962) représente l'aboutissement de ces travaux.

Le résultat important concerne un groupe de massifs dans le Sud du compartiment suggarien central, région inexplorée jusqu'alors, sur laquelle on ne disposait guère que de quelques renseignements apportés par R. Karpoff (1952). La mission Thébault 1956-57 pousse une première pointe dans cette direction, et la mission de prospection générale 1959-60 (Arène et al.) découvre la province wolframifère de Laouni, centrée sur le beau gisement de "Renaissance". Diverses missions de prospection systématique et de travaux miniers ont ensuite précisé l'importance de ces découvertes (Walter, 1959-60 ; Bouvet, 1960-61 ; Georgel, 1961-62). Citons enfin deux études publiées de minéralogie et de géochimie (Pierrot et Walter, 1961 ; Bonnici et al., 1964).

L'intérêt des granites de Laouni ne doit pas nous faire oublier toute une série de travaux réalisés un peu partout dans le territoire, et dont voici l'énumération :

- Missions Illy 1956-57 et 1957-58 dans la région de Djanet (Ahaggar oriental) : inventaire des granites, découverte et étude de la cassitérite de Djilouet.

- Mission Reboul 1956-57 : cartographie du Tisselliline, bel exemple de massif à structure concentrique, dans l'Ahaggar du Nord-Est (Bouvet et Reboul, 1961 ; Grolier, 1961).

- Etudes structurales de R. Byramjee : complexe de Denat, à la lisière de l'Adrar des Iforas (1958, 1959) ; divers granites des régions centrales de l'Ahaggar (Aouilène et I-n-Tounine en 1956, Tioueiine en 1958).

- Levés de B. Guérangé et de P. Vialon en 1958-59 (publ. 1962) sur une grande partie de l'Ahaggar oriental, faisant suite aux reconnaissances de J. Blaise (1955, etc.). L'inventaire des granites figure naturellement dans cet important travail.

- Etudes de Y. Le Fur (terrain en 1961, mémoire en 1966) sur l'Ahaggar occidental, et en particulier sur les granites subvolcaniques de la région d'In-Zize.

- Mission Cachau 1963-64 sur la feuille Aseksème. Le rapport contient quelques indications sur des plutons granitiques.

Enfin l'on a aussi, pendant toute cette période, repris des thèmes de missions antérieures :

- Etude de l'indice d'Elbema Est (mission Beneito 1956-57).

- Prospection détaillée de certains granites post-tectoniques de l'Ahaggar central et de leur encaissant (missions : Bielle, 1962 ; Roumy, 1963).

1.4 - RECHERCHES ENTREPRISES EN DEHORS DES MISSIONS DE PROSPECTION

Pratiquement, l'abondance des granites en Ahaggar est telle que tous les géologues ayant travaillé et écrit sur le socle cristallin ont consacré au moins quelques pages à ces roches. Poussant plus avant notre enquête bibliographique, nous rencontrons maintenant toute une série de travaux dont le but officiel était la recherche fondamentale (1) ; leurs auteurs sont presque tous des chercheurs extérieurs au B.R.M.A. et au B.R.G.M. (2).

Commençons par les descriptions régionales. Les granites y figurent nécessairement en bonne place. Je me réfèrerai donc souvent au mémoire de M. Gravelle (1969) sur le fossé pharusien de l'Ouest, ainsi qu'à celui de R. Caby (1970) sur l'extrême Ouest du territoire. D'autres sont en préparation : ceux de J.M. Bertrand sur l'Ahaggar du Centre Est, de L. Latouche sur le Nord Est, de G. Vitel sur le centre. Deux autres études restent inachevées, mais leurs résultats essentiels sont connus (Guérangé, 1966 ; Arène, 1968). Dans son mémoire de 1967 sur la géomorphologie de l'Atakor, P. Rognon a consacré plusieurs chapitres aux granites de cette région. Enfin, citons un court article de A. Ferragne (1964) et l'étude de M. Deschamps (1973).

---

(1) En fait, parmi les textes énumérés dans les pages précédentes, nombreux sont ceux qui expriment aussi des préoccupations de recherche fondamentale : il ne pouvait en aller autrement, comme je l'indiquais page .

(2) Du temps où ces sociétés prospectaient l'Ahaggar, elles assuraient très souvent en totalité ou en partie l'équipement de ces missions.

Parmi les travaux exclusivement consacrés aux granites, il faut mentionner d'abord ceux du C.E.A. sur le Taourirt Tan-Afella et ses environs, dont une partie a été diffusée (Sanselme, 1963 ; Fauré, 1963 et 1970). Ensuite, quelques textes isolés d'importance inégale : les articles de J. Blaise (1955), L. Duplan (1957), J. Maisonneuve (1956 et 1970), un bref rapport de J. Didier (1959), les études minéralogiques de L. Clauge (1969) sur les échantillons de Maisonneuve ...

L'avènement des méthodes de la géochronologie fit entrer l'Ahaggar dans la ronde des datations. On espérait connaître ainsi l'âge du Suggarien, supposé Précambrien ancien, et du Pharusien, supposé Précambrien moyen. Or les premières mesures, effectuées pour la plupart sur des granites, donnèrent une majorité d'âges proches de 500 MA (Lay et Ledent, 1963 ; Eberhardt et al., 1963 ; Boissonnas et al., 1964 ; Lay et al., 1965).

On se rappelle la suite : stupeur et scepticisme des géologues qui ne parlaient pas encore de "l'événement pan-africain" ; certitude des géochronologistes qui savaient leurs mesures techniquement correctes. L'équipe de Bruxelles publia alors une mise au point sur cet ensemble de datations (Picciotto et al., 1965).

Depuis, les géologues ont remis en question certains schémas, les géochronologistes ont affiné leurs méthodes, et les roches de l'Ahaggar - encore une majorité de granites - ont fourni d'assez nombreux résultats (Ferrara et Gravelle, 1966 ; Boissonnas et al., 1969 et 1970 ; Gravelle, 1969 ; Allègre et Caby, 1972 ; Guérangé et Lasserre, 1971 ; Bertrand et al., 1972 ...)[1].

Conclusion

Au terme de cet historique, il apparaît que l'on a déjà beaucoup écrit sur les granites de l'Ahaggar. Or quantité de textes n'étaient pas destinés à la publication. Il importait de regrouper ici ces rapports inédits qui renferment souvent des observations intéressantes pour nous.

---

(1) Ajoutons quelques mesures inédites de M. Lasserre et de C. Lay sur des minéraux isolés, dont la liste sera donnée en annexe du présent mémoire.

2 - ELEMENTS DE GEOLOGIE REGIONALE

2.1 - LES GRANDES LIGNES DU DECOUPAGE STRUCTURAL

L'opposition entre craton et zone mobile

La géologie africaine a été marquée, ces dernières années, par les notions contrastées de craton ancien (1 800 MA au minimum) et de "ceinture" mobile (vers 600 MA). C'est à W.Q. Kennedy que l'on doit, en 1964, la première synthèse à l'échelle de l'Afrique entière. Pour l'Afrique de l'Ouest, on a vu ce courant d'idées naître à la même époque (Rocci, 1964), puis explorer des voies diverses et s'organiser dans une succession d'articles (Rocci, 1965 ; Black, 1966 et 1967 ; Rocci, 1969).

Les âges jeunes répercutent un événement dont la signification a fait couler des flots d'encre : épisode "thermotectonique" ayant rajeuni les formations anciennes par un mécanisme difficile à préciser, ou "cycle orogénique" complet débutant avec ses sédiments propres ? On a maintenant accepté la deuxième conception, mais sans exclure la reprise occasionnelle des vieux terrains. Cette orogenèse est dite "panafracaine", ou "du Protérozoïque supérieur", ou encore "du Précambrien supérieur" (1).

L'Ahaggar fait partie de la zone mobile qui borde à l'Est le craton de l'Ouest africain. Pour nommer la chaîne du Précambrien supérieur dans cette région, on a conservé le terme de Pharusien, qui servait depuis M. Lelubre (1952) à désigner la dernière orogenèse du socle saharien. Un fragment intact du craton subsiste dans l'Ouest de l'Ahaggar : c'est le môle d'In Ouzzal.

---

(1) Aucune de ces désignations n'apparaît exempte d'inconvénients ; il n'empêche qu'elles ont cours toutes les trois, en l'absence d'une solution idéale.

Les grandes fractures subméridiennes de l'Ahaggar (figure 1)

Le trait essentiel de la structure de l'Ahaggar ressortait déjà avec clarté de la thèse de M. Lelubre (1952) : il s'agit d'un découpage dans le sens N-S par de grandes fractures. Les explorations de l'Adrar des Iforas (Karpoff, 1958-1960) et de l'Aïr (Black et al., 1967) ont montré la continuité frappante du dispositif jusque dans le Sahara méridional.

Parmi les mieux connus de ces accidents, il faut signaler tout d'abord ceux qui affectent l'Ouest du territoire. R. Caby (1968, 1970) a montré leur nature coulissante et leur signification de "linéaments permanents", individualisés à une époque précoce.

Dans les régions centrales et orientales de l'Ahaggar, le compartimentage de la structure est donné avant tout par les accidents majeurs des méridiens 4°50' et 8°30', ainsi que par la cassure oblique "Amguid-Arefsa". Là encore, il s'agit de cassures très anciennes, préexistant au développement de la chaîne du Précambrien supérieur : M. Lelubre (1952) les considérait comme responsables de l'apparition des bassins où s'est faite la sédimentation pharusienne. Il insistait ainsi sur l'ampleur des mouvements verticaux, thème que R. Black (1967) a repris pour l'Aïr. Mais il envisageait aussi que ces failles avaient pu coulisser, hypothèse que R. Caby a confirmée par la suite (1968).

On sait maintenant que tous ces grands accidents du Sahara central ont rejoué après le Précambrien. Parmi les textes qui insistent sur ce point, citons ceux de R. Karpoff (1965), R. Black et M. Girod (1970), et l'étude fondamentale des géologues de l'I.F.P. sur "l'axe de Foum Belrem" au Nord du môle d'In-Zize (Beuf et al., 1968). La faille Amguid-Arefsa a même fonctionné jusqu'au Quaternaire récent (Birot et Dresch, 1955 ; Conrad, 1968).

Je résumerai ci-après les caractères de la chaîne panafricaine, principalement à l'Est du môle d'In Ouzzal, c'est-à-dire dans le "fossé pharusien de l'Ahaggar occidental" ; puis quelques lignes seront consacrées à la "zone de l'Ahaggar central" (figure 1).

2.2 - LE FOSSE PHARUSIEN

Le fossé n'est qu'un des deux éléments de la chaîne pharusienne en Ahaggar de l'Ouest. De l'autre côté du môle d'In Ouzzal s'étend en effet le "rameau occidental" de cette chaîne, étudié par R. Caby (1970).

Au sujet de ce dernier domaine, il suffit ici de rappeler :

- quelques âges (Allègre et Caby, 1972) (1) : 640 MA pour les granites syntectoniques, 620 à 580 MA pour les granites post-tectoniques, 530 MA pour le magmatisme tardif qui s'est localisé sur le môle archéen d'In Ouzzal (ignimbrites et granites d'In Zize) (2) ;

- l'instabilité extrême qui s'est manifestée pendant la plus grande partie du cycle pharusien, et notamment pendant le dépôt "d'une puissante formation de grauwackes andésitiques à faciès flysch" ("série verte") (Caby et Leblanc, 1973).

Généralités sur le fossé

La dénomination "fossé pharusien de l'Ahaggar occidental" est celle qu'utilisait M. Lelubre (1952). Mais on trouve aussi chez les auteurs, pour des raisons qui s'expliquent dans chaque cas : "fossé central pharusien" (Caby 1968, 1970), et "fossé de l'Ahaggar centro-occidental"

---

(1) Il importe de savoir que l'équipe Allègre calcule ses âges au Rb/Sr avec la constante $\lambda = 1{,}39.10^{-11}$ an $^{-1}$, alors que les autres laboratoires cités dans ce mémoire utilisent la constante 1,47.

(2) Ce dernier âge, obtenu au moyen d'une isochrone, est du même ordre que celui (550 MA) déterminé il y a 10 ans sur une roche totale (Lay et Ledent, 1963).

> (Gravelle, 1969). Ici, le plus simple est de conserver l'appellation originelle, puisque le fossé en question correspond effectivement à la partie occidentale de mon terrain ... Cette formulation n'est d'ailleurs pas incorrecte, car plus à l'Ouest, le môle d'In Ouzzal et le rameau occidental de la chaîne pharusienne forment "le Tanezrouft oriental" plutôt que l'Ahaggar occidental au sens strict.

Dans l'idée de M. Lelubre, le fossé résultait de la fragmentation du bâti suggarien par des failles méridiennes. L'accent était mis sur ce caractère de fossé tectonique, que confirmait la nature d'une partie du remplissage : conglomérats pouvant atteindre 3 000 m d'épaisseur, puissants épisodes volcaniques au chimisme varié. Des formations détritiques à grain fin, des intercalations calcareuses et marneuses, complétaient ce premier tableau de la lithostratigraphie. A cet aperçu, les recherches de M. Gravelle allaient apporter de nombreuses précisions pour la partie médiane du fossé.

En 1967, R. Black suggérait que la série pharusienne représente un dépôt syn-tectonique, directement lié à la remontée du "Suggarien central" le long des grands accidents nord-sud. Pour cela, il s'appuyait sur certaines particularités mises en évidence par les auteurs précédents : accumulations locales de conglomérats polygéniques (Lelubre, 1952) ; puissant volcanisme calco-alcalin, localisé surtout vers la marge orientale du fossé (Lelubre, 1952 ; Gravelle, 1966) ; existence d'un remplissage grésopélitique (Gravelle, 1965) dont certains termes évoquent un flysch.

Ces auteurs mettaient ainsi en lumière l'instabilité du domaine, comme Caby allait le faire un peu plus tard pour le rameau occidental de la chaîne.

La "discordance intrapharusienne". Constitution des deux ensembles pharusiens

Une discordance angulaire a été reconnue en plusieurs points dans le remplissage du fossé (Gravelle, 1965 ; Bertrand

et al., 1966). Son tracé semble assez bien connu, malgré l'oblitération fréquente par des failles. De Ti-n-Rerhoh au Sud, la discordance file vers le Nord jusqu'à I-m-Meseknane, redescend sur l'oued I-n-Afarfar, se décale vers l'Est et remonte enfin jusqu'au Nord d'Aseksème, où elle rejoint l'accident des 4°50' (figure 2). Dans la suite du texte, il sera souvent fait allusion à la branche orientale (ou branche "Aseksème - I-n-Afarfar") de cette importante ligne structurale.

Le Pharusien inférieur, reconnu dans l'Est du fossé, est pour l'essentiel un ensemble de terrains volcaniques (laves et tufs à compositions de rhyodacites, dacites et andésites), que traversent de vastes plutons à dominante de granodiorites et de diorites quartziques. Selon toute vraisemblance, il renferme des ophiolites (Byramjee, 1961 ; Guérangé et Léridon, 1961 ; Gravelle, 1966), témoins du magmatisme initial de l'orogenèse pan-africaine (Caby et Leblanc, 1973).

Le Pharusien supérieur repose tantôt sur la série inférieure, tantôt sur les plutons qui injectent celle-ci et qu'une érosion préalable avait mis à nu. Au-dessus des conglomérats de la base, et des calcaires qui les accompagnent souvent, vient le remplissage proprement dit du fossé, gréso-pélitique ou volcano-sédimentaire, équivalent probable de la "série verte" du rameau occidental ; les termes volcaniques comprennent surtout des tufs rhyolitiques et dacitiques. Ce remplissage a été envahi par d'immenses plutons de granite calco-alcalin.

Métamorphisme, tectonique et plutonisme dans le Pharusien supérieur

Si nous nous limitons ici au cas du Pharusien supérieur, c'est parce qu'on ne peut encore caractériser une tectonique et un métamorphisme propres au Pharusien inférieur.

Le Pharusien supérieur est en principe épizonal ; mais ses plutons syn- à tardi-tectoniques, très volumineux, provoquent dans des régions entières l'apparition de paragenèses mésozonales de haut degré. On connaît ici et là une première phase de plissements à axes est-ouest. Mais les plis dominants appartiendraient à une deuxième phase :

ils sont droits et très allongés dans le sens nord-sud. Une schistosité subverticale de plan axial jalonne d'étroites bandes de terrain. Apparemment, ces "couloirs" très déformés correspondent aux zones de serrage maximum. Aussi n'est-il pas étonnant d'observer à proximité la trace de coulissages importants. Ces décrochements méridiens ont peu à peu relayé les mouvements de compression ; ils sont à l'origine de plissements transverses, exacerbés et accompagnés d'une schistosité dans certains secteurs où subsistait une activité plutonique : j'en décrirai au chapitre III des illustrations frappantes.

On ne connaît pas de plutonisme qui soit synchrone des plis est-ouest. Les grandes masses concordantes de granite calco-alcalin, que décrivent les premiers chapitres du présent mémoire, sont contemporaines des plis méridiens et des premiers décrochements qui ont suivi. Quant aux "granites des Taourirts", sujet essentiel de ce travail, ils accompagnent une phase plus tardive et sans doute plus restreinte de ces coulissages fini-orogéniques.

Les dernières cassures importantes à l'échelle du fossé décrochent les Taourirts. Elles sont dirigées NE-SW.

Données de la géochronologie

D'après l'ensemble des datations réalisées par les équipes de Pise et de Bruxelles sur les granites concordants du fossé, M. Gravelle (1969) attribue un âge de 650 MA ± 30 à la phase majeure de l'orogenèse. Ceci est en très bon accord avec l'âge de 640 MA proposé tout récemment pour les granites syn-tectoniques du rameau occidental de la chaîne (Allègre et Caby, 1972).

On peut admettre que l'intrusion des Taourirts marque à peu près la fin de l'orogenèse : deux d'entre eux ont été datés à 560 MA ± 40 (Boissonnas et al., 1969).

2.3 - LA ZONE (ou : LE COMPARTIMENT) DE L'AHAGGAR CENTRAL

Les idées sur cette grande unité sont en pleine évolution (travaux de J.M. Bertrand, L. Latouche, G. Vitel). Il semble bien qu'une orogenèse s'intercale entre les événements à ± 2 000 MA (achèvement du craton ancien) et le cycle pan-africain (Bertrand et al., 1972). Ainsi revient-on à une suggestion de M. Lelubre (1967-69).

Cependant, il est clair que l'orogenèse pharusienne a profondément marqué l'Ahaggar central. Certains des grands plutons granitiques de la région de Tamanrasset se placent sur le diagramme Concordia de E. Picciotto et al. (1965). Ils auraient donc environ 650 MA, et rien n'interdit de supposer que les autres plutons de l'Ahaggar central, en particulier l'immense complexe de la Tefedest, fourniraient des résultats analogues.

Or ces plutons s'avèrent liés à une phase importante de plissements : en effet, ils ont des bordures diffuses d'aspect migmatitique et ils sont constitués en grande partie par des granites orientés en conformité avec les plis de l'encaissant. Vu l'âge des plutons, on doit rattacher cette tectonique au cycle pharusien. R. Black (1966, 1967) est parti de là pour démontrer l'existence d'une orogenèse ("riphéenne") au Précambrien supérieur.

Plusieurs familles de cassures ont accompagné la surrection tardi-orogénique du compartiment central. Les plus remarquables peut-être, mais non les plus connues, sont matérialisées par des champs subméridiens de dykes (microgranites, microgranodiorites, microdiorites). Les filons recoupent même les parties des plutons où le granite, devenu homogène et assez bien circonscrit, peut être qualifié de tardi-tectonique. Mais la fracturation du bloc central apparaît surtout avec de grands accidents obliques : "Ouest-Atakor", à N 20° E ; Amguid-Arefsa et I-n-Amguel - I-n-Eker, à N 20° W.

Les derniers granites, qui feront l'objet de la troisième partie de ce mémoire, sont encore postérieurs aux dykes nord-sud. Ils ont sans doute, à peu de chose près, l'âge cambrien des complexes subvolcaniques du môle d'In Ouzzal (voir page 22). Toutefois, bien que mis en place à faible profondeur, ils ne sont pas parvenus assez haut pour devenir subvolcaniques.

3 - RECHERCHES PERSONNELLES - MODE DE REDACTION DU MEMOIRE ET GRANDES RUBRIQUES DU PLAN

RECHERCHES PERSONNELLES

M. Lelubre me proposa en 1956 l'étude des Taourirts. Sachant déjà que cette famille de granites est complexe (cf. p. 16), on pouvait penser qu'une étude globale, dégagée des préoccupations de la recherche minière, serait profitable.

J'ai surtout parcouru le Pharusien de l'Ouest et la zone centrale. Les travaux des géologues et prospecteurs du B.R.M.A., tantôt fort détaillés (granite d'I-n-Tounine), tantôt réduits à de simples reconnaissances, m'ont été d'un grand secours.

Pendant longtemps, je ne suis guère sorti des granites post-tectoniques ; une thèse de 3ème cycle (1958, publ. 1962) a marqué la première étape de ce travail. Après la parenthèse du service militaire (1961-62), il me parut nécessaire d'examiner l'encaissant du Tesnou, apparemment déformé par l'intrusion. En ce point comme dans quelques autres du fossé pharusien, le terrain suggérait une filiation directe des Taourirts à partir des granites syn-tectoniques concordants, si bien qu'il fallut parcourir quelques uns de ces derniers. Tout ceci conduisait, de fil en aiguille, à essayer de placer les Taourirts dans l'histoire de leur encaissant.

Une ultime tournée, entreprise en décembre 1968 sous l'égide du C.N.R.S., marquait la fin d'une période de mise en veilleuse qui durait depuis plusieurs années. Elle m'a permis de reprendre contact avec le terrain et de préciser un certain nombre de points.

PRINCIPES UTILISES POUR LA REDACTION DU MEMOIRE

Il m'a semblé inutile de commencer par des notions de géographie physique et humaine, inutile aussi de décrire l'organisation des tournées en Ahaggar. Dans leurs thèses respectives, M. Lelubre et M. Gravelle ont exposé ces questions de manière très complète. Le premier a dit comment vivait et travaillait le "géologue chamelier". Le second a adapté ce thème à l'ère du géologue motorisé, nanti de photos aériennes et d'une infrastructure.

Les conditions d'affleurement et leurs incidences sur la rédaction

Sur l'ensemble du territoire, la qualité des affleurements passe à juste titre pour être excellente, sinon exceptionnelle dans les régions montagneuses. Il ne faut cependant rien exagérer : certaines limitations apparaissent dès que l'étude se concentre sur le détail. Ainsi, les contacts externes des granites circonscrits ne sont que trop souvent masqués par des oueds ou par des ravinots ; dans les "archipels" du fossé pharusien, le reg tend à interrompre la continuité des masses rocheuses. Mais au total, on ne peut dire que ces inconvénients aient sérieusement gêné mes recherches. De par le grand nombre des massifs étudiés, il était possible d'aboutir à une vue d'ensemble, d'esquisser des modèles architecturaux et évolutifs. Les quelques problèmes rendus insolubles par les recouvrements alluviaux m'ont paru spécifiques de certains massifs, et donc d'intérêt plus local.

Pour le chercheur qui bénéficie d'aussi bonnes conditions d'affleurement, le granite offre un champ d'observations aux nuances multiples et parfois déroutantes. C'est ainsi que bien des contacts entre granites sont tour à tour nets et diffus, sinueux et rectilignes ; pour les interpréter, il est nécessaire de les avoir suivis sur de longues distances. Le géologue se trouve alors entraîné à multiplier les observations. Il ne peut éviter de décrireson terrain en grand détail, surtout lorsqu'il s'est attaqué, comme ce fut mon cas, à un sujet presque neuf. D'où l'insistance mise dans ce mémoire sur les descriptions d'affleurements.

Place des disciplines analytiques

1 - La chimie. Encouragé par l'existence des installations du B.R.M.A. et du B.R.G.M., j'ai fait analyser beaucoup de granites, année après année. Mais cette multiplicité ne doit pas faire illusion. Aucun massif, aucun type de granite, n'a été échantillonné avec l'abondance que requièrent les études modernes de géochimie et de pétrogenèse. Avec le recul du temps, il s'avère aussi que le choix des échantillons aurait pu être plus équilibré. Tout ceci est bien regrettable, car :

> *"Il faut connaître la nature d'une substance et les principes dont elle est composée, avant d'oser imaginer des hypothèses sur son origine et sur sa formation. On ne saurait déterminer avec sûreté la nature de ces principes et de leurs combinaisons, sans le secours de l'Analyse chymique. Cette Analyse me paraît aussi indispensable au géologue, que l'Analyse mathématique l'est à l'Astronome : et l'expérience a fait voir, que tous ceux qui ont osé se hazarder dans cette carrière, sans être éclairés par le flambeau de l'Analyse, sont tombés dans les bévues les plus grossières, et ont fait presque autant de chutes que de pas ..."*
>
> (Extrait du discours préliminaire aux Voyages dans les Alpes, par H.B. de Saussure, 1779).

Ce qui est vrai pour la chimie des éléments majeurs, vaut encore plus pour les traces. La géochimie des oligo-éléments n'a pas dépassé un stade embryonnaire. Il faudrait reprendre l'échantillonnage en fonction des besoins de cette discipline. Je n'ai donc pas reproduit de résultats.

L'étude des biotites a été poussée davantage, mais elle se trouvera plus développée dans un article à part, écrit en collaboration avec J. Fabriès et G. Rocci.

Dans le texte, les analyses chimiques — partielles et totales — sont désignées par des numéros d'ordre qui renvoient aux tableaux des annexes III (roches) et IV (minéraux) (1) :

- 1 à 105 : analyses de roches, faites sur mes échantillons personnels.
- A à W : analyses de roches, tirées de la bibliographie.
- m.1 à m.45 : micas.
- I à XII : amphiboles et pyroxènes.

2 - La géochronologie. Elle ne pouvait faire l'objet de longs développements. M. Gravelle a rassemblé dans sa thèse la plupart des données qui étaient disponibles au moment où il écrivait. Rien n'a été publié depuis sur mon terrain.

Par ailleurs, il existe tout un groupe de mesures inédites, faites sur des échantillons isolés (micas le plus souvent) par C. Lay (B.R.G.M.) et par M. Lasserre (Clermont-Ferrand). Les âges obtenus ainsi ne datent que la fermeture des minéraux vis-à-vis des éléments radiogéniques, c'est-à-dire un phénomène qui a dû se produire pendant la surrection tardi-orogénique de la chaîne pharusienne : du moins s'agit-il là de l'interprétation la plus classique. De nos jours, on ne voit guère comment exploiter de tels résultats. Il serait cependant dommage de ne pas reproduire les chiffres, au moins pour mémoire ; je les rassemble donc en annexe V avec les données analytiques.

---

(1) Le lecteur constatera que les tableaux ne suivent pas toujours l'ordre de la description des massifs. Ainsi, l'étude du Tioueiine (analyses 60 à 69) précède celle du Ti-n-Erit (analyses 57 à 59) : ceci parce que le plan du mémoire a été remanié après la frappe des tableaux.

Nomenclature pétrographique

La gamme des roches rencontrées couvre l'ensemble des granitoïdes, à savoir les roches grenues à quartz. Les diorites quartziques sont toujours des tonalites (diorites quartziques à biotite et hornblende).

L'expression granite alcalin ne s'appliquera, comme l'usage courant y invite, qu'aux roches dont le plagioclase est l'albite. Dans les granites *hypersolvus*, rares sur mon terrain, ce minéral n'apparaît que pour former les perthites et éventuellement les franges qui séparent les orthoses accolées. Mais dans l'immense majorité des cas étudiés ci-après, l'albite s'individualise à côté des feldspaths potassiques.

Les granites calco-alcalins seront subdivisés conformément à la classification de J. Jung et R. Brousse (1959). Faute d'analyses modales, cette démarche restera assez empirique. Pratiquement, elle ne paraît pas devoir déboucher sur trop d'ambiguïtés. On distinguera donc :

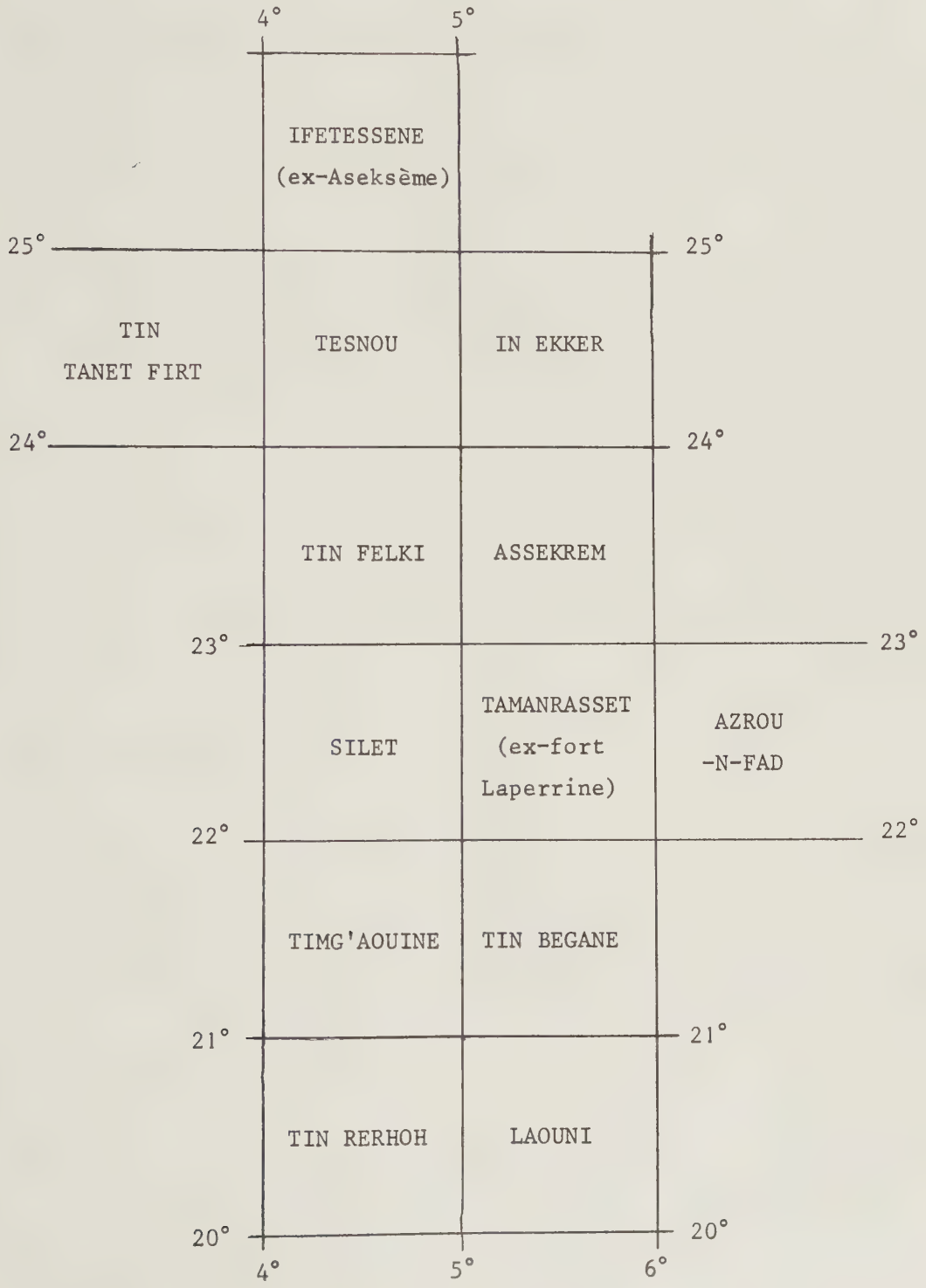
- des granites subalcalins. Ici, il s'agira tantôt de roches à feldspath-K et oligoclase sodique (An 10 à 15 %), tantôt de granites porphyroïdes beaucoup plus riches en feldspath-K qu'en oligoclase ;

- des granites monzonitiques, où feldsp-K $\neq$ plagio. Ils équivalent aux monzogranites de A. Streckeisen (1967) et à l'acception courante du terme "adamellite" des auteurs de langue anglaise. Ce mot adamellite ne sera pas utilisé ici, Streckeisen en ayant fait ressortir certains inconvénients.

J'emploierai assez souvent le terme "leucogranite", mais dans un sens un peu plus restrictif que celui donné couramment en France (Lameyre 1966, Lameyre et Didier 1969) : ensemble des roches granitiques hololeucocrates (jusqu'à 10 % de biotite) à feldspath-K et soit albite, soit oligoclase acide. La plupart des granites de mon terrain semblant ne contenir guère plus de 10 % de ferromagnésiens (rappelons qu'il s'agit là d'évaluations "à l'oeil"), les leucogranites - alcalins ou subalcalins - seront désignés comme tels pour 5 % ou moins de biotite.En France, on réserve communément l'appellation "alaskite" aux plus alcalins de ces leucogranites.

Fonds topographiques utilisés

En plus des photos aériennes au 1/50 000, j'ai utilisé des croquis sommaires au 1/50 000 et de bons schémas au 1/200 000, dressés par le B.R.M.A. d'après les photos ; depuis, l'IGN a publié quelques fonds planimétriques au 1/200 000. Voici l'agencement des feuilles couvrant le terrain étudié ici :



Toponymie

La toponymie en langue du pays est en général tirée de la thèse de M. Lelubre. Pour l'orthographe des noms, j'ai utilisé la même source. Il y avait à cela des motifs évidents d'authenticité. D'où des différences notables avec le libellé des cartes de l'IGN. D'où aussi une certaine complication, que l'on jugera peut-être superflue étant donné que la tendance actuelle est à une orthographe approximative et simplifiée.

Pour la prononciation, le point important à retenir est que g' se prononce dj.

Exemples : Tig'ettaouine = Tidjettaouine,
Aheleheg' = Ahelehedj.

Quant aux noms fantaisistes utilisés là où la toponymie locale fait défaut, le lecteur n'aura aucune peine à les repérer !

LES GRANDES RUBRIQUES DU PLAN

Pour la plupart, les granites que j'ai étudiés se trouvent dans le fossé pharusien. Ceux qui traversent la zone centrale présentent beaucoup d'intérêt, mais ils sont bien moins nombreux. Par conséquent, diviser le mémoire en deux parties correspondant aux deux domaines structuraux, ce serait aboutir à une présentation quelque peu déséquilibrée (inconvénient qui est réel sur le plan de la forme, s'il n'a guère d'importance au fond). J'ai donc coupé en deux la rubrique des granites situés dans le Pharusien et distingué au total trois parties :

1. Les plutons synorogéniques dans le Pharusien supérieur du fossé.
2. Les derniers granites du fossé. ┐ "granites des
3. Les derniers granites de la zone centrale. ┘ Taourirts"

Avant d'entamer la première partie, il convenait de présenter les granites du fossé avec plus de détails que n'en donnaient les éléments de géologie régionale. Nous verrons alors que la répartition de ces massifs sur le terrain dicte le plan à suivre pour l'étude.

Liste des annexes

I. Index des sujets.
II. Index des massifs étudiés.
III. Tableaux d'analyses des roches.
IV. Analyses des minéraux ferromagnésiens, formules structurales des biotites.
V. Géochronologie.

CHAPITRE I

INTRODUCTION AUX DEUX PREMIERES PARTIES : LES GRANITES DU FOSSE PHARUSIEN DE L'OUEST LEUR REPARTITION DANS LE NORD DU FOSSE

- 0 -

1 - PRESENTATION DES TROIS PRINCIPALES FAMILLES DE GRANITES PHARUSIENS

Un simple coup d'oeil sur la carte révèle l'extension frappante des granites dans le fossé pharusien de l'Ouest. M. Lelubre (1952 et 1961), R. Karpoff (1960), R. Black (1967), M. Gravelle (1969), ont tous fait ressortir ce trait fondamental du fossé.

La puissance de ce plutonisme doit être mise en parallèle avec le déchaînement d'activité volcanique dont témoigne la lithologie des séries pharusiennes. Une explication structurale s'impose. J'ai insisté dans l'introduction générale sur l'instabilité du domaine pharusien. Le fossé occupe une situation particulière dans la zone mobile ; serré entre deux môles rigides, il est non seulement encadré, mais aussi découpé dans sa masse, par de très grands accidents N-S qui ont fonctionné tout au long de son histoire et descendent sans aucun doute jusqu'à la base de la croûte terrestre.

M. Lelubre avait défini les grandes familles de granites pharusiens et donné leur ordre chronologique. A la "granodiorite de Temerer'it" succèdent le "granite de Ti-n-Zaoutène", puis les "granites des Taourirts". Deux autres catégories ("Chet-ouan-Allah" et "Denat") n'existent pas sur mon terrain de parcours (1). La découverte de deux termes dans le Pharusien n'a pas altéré l'exactitude de cette succession, bien au contraire. La "granodiorite de Temerer'it" appartient au Pharusien inférieur, les autres types se rangent tous dans le Pharusien supérieur.

---

(1) D'ailleurs, la première paraît d'une importance mineure, et la seconde "équivaut" plus ou moins aux Taourirts.

1.1 - PLUTONS DU PHARUSIEN INFERIEUR

Résumant les caractères de la "granodiorite de Temerer'it" et des massifs apparentés, M. Lelubre (1952) insistait sur une grande hétérogénéité de composition et sur l'aspect diffus des bordures. Si le type pétrographique moyen se définit comme une granodiorite orientée à hornblende et biotite, la gamme des roches va des granites francs aux diorites ; c'est également ce qui ressort des travaux de M. Gravelle (1969) sur les plutons de la région de Silet [1].

Ces massifs sont très souvent rétromorphosés dans le "faciès schistes verts". Par exemple, la diorite quartzique de Timesselarsine a donné un "granite à chlorite" (Gravelle, 1963 ...). La rétromorphose date des plissements qui ont affecté le Pharusien supérieur. Aussi observe-t-on de nombreux indices de cataclase.

Cependant, le phénomène n'a pas partout la même intensité. Loin des zones de laminage du Pharusien récent, certaines portions des plutons semblent être restées assez fraîches. C'est ainsi que dans l'encaissant des Taourirts d'Iseddiène (pluton d'Amsennane) et de Ti-n-Akkor, on rencontre des granodiorites et des diorites quartziques dépourvues de saussurite, de séricite, de chlorite. Cependant, même là, j'ai toujours noté une biotite vert olive - dérivant d'une biotite plus brune dont il subsiste de rares résidus - ainsi que des associations symplectiques de quartz et de hornblende pâle. Etant donné qu'aucune schistosité n'accompagne ces transformations, on est tenté de les relier à la phase deutérique du plutonisme ancien.

A propos de l'allure générale des plutons, M. Lelubre écrit (t. II, p. 255) : "Ce sont de vastes massifs à limites très indécises, généralement allongés suivant les directions des plis ; ceux-ci disparaissent dans le granite, la structure géologique devenant indiscernable ...". Sur leurs bords, les plutons s'effilochent en lacis filoniens et prennent de ce fait un cachet "migmatitique" ; il ne peut s'agir,

---

(1) L'annexe IV fournit l'analyse partielle d'une hornblende du pluton d'Amsennane (feuille Tin-Felki, Ouest du Taourirt d'Iseddiène).

notons-le bien, que de migmatites d'injection, car l'anatexie régionale est exclue au niveau de l'affleurement par le métamorphisme trop faible de la série du Pharusien inférieur [1]. Ces aires de migmatites sont très étendues. Mais on connaît aussi des contacts nets (Gravelle, 1969, et observations pers.), en particulier à la périphérie des masses franchement granitiques.

De fait, il existe des unités bien circonscrites sur la totalité de leur pourtour, et tout à fait indemmes de rétromorphose ; citons le petit massif elliptique de coordonnées x = 4°43', y = 23°25', dit "Tefokra II", anciennement confondu avec les Taourirts (voir p. 282), qui n'est qu'un satellite du grand pluton situé juste à l'Est. Ceci montre que les plutons sont complexes, formés d'unités successives. Il est d'ailleurs très probable que certaines de ces unités circonscrites se rattachent au plutonisme du Pharusien supérieur.

Pour l'instant, la géochronologie ne nous a guère renseignés sur l'âge - ou les âges - des plutons. Les quelques mesures existantes sur des minéraux sont fort peu significatives ; l'annexe V en donne la liste.

1.2 - MASSIFS DU PHARUSIEN SUPERIEUR

En vif contraste avec les précédents, ils sont constitués surtout par des granites subalcalins ou monzonitiques, porphyroïdes, à microcline, oligoclase et biotite, avec hornblende facultative.

a - Plutons concordants, syn- à tardi-tectoniques

M. Lelubre leur a donné pour modèle le massif de Ti-n-Zaouatène, dans l'extrême Sud du territoire. Il énumère les caractères suivants :

---

(1) La distinction fondamentale entre les migmatites d'injection et les migmatites d'anatexie régionale vient d'être nettement précisée et argumentée par Autran et al. (1970). Il s'agit en fait d'une notion classique.

- extension considérable (100 km de long et plus) ;
- prédominance d'une roche porphyroïde grossière, dont les minéraux sont orientés parallèlement aux axes des plis de l'encaissant ;
- passage à l'encaissant par l'intermédiaire d'une auréole plus ou moins large de migmatites ; parfois, présence de contacts nets avec formation de cornéennes ;
- postériorité par rapport aux granodiorites du type Temerer'it ;
- concordance en grand avec l'encaissant, mais fréquence des discordances de détail ;
- caractère synorogénique, mais postériorité par rapport aux phases majeures de plissement.

On peut, sans trop solliciter le sens des mots, considérer ces plutons comme à peu près circonscrits ; la cartographie de leurs limites ne pose en général pas de problème, du moins à l'échelle du travail courant au 1/50 000.

L'un des massifs, l'Imezzarène, se trouve sur le terrain étudié par M. Gravelle (1969). J'en ai parcouru deux autres. Dans certains secteurs, ils tendent tous deux à se fragmenter en petites unités élémentaires, généralement bien circonscrites. Souvent, ces satellites restent à moitié soudés au "tronc" principal du pluton concordant ; d'autres essaiment plus loin dans l'encaissant.

Les datations entreprises sur l'ensemble de ces massifs suggèrent un âge d'environ 650 MA (voir page 25).

Il se peut que nos plutons envahissent à quelque profondeur tout le volume du Pharusien supérieur. Dans la moitié sud du fossé, les massifs très ramifiés d'Imezzarène et de l'Est d'I-n-Tedeini semblent correspondre à un massif unique et gigantesque qui supporterait encore de nombreux lambeaux de son toit. La carte au 1/500 000 est très suggestive à cet égard.

b - Granites circonscrits et discordants, tardi- à post-tectoniques

Ils appartiennent presque tous à l'ensemble fort original appelé "granites des Taourirts". La géochronologie leur assigne avec une bonne sécurité un âge précambrien terminal à cambrien inférieur par la méthode des isochrones de roches totales (Boissonnas et al., 1969).

Ces massifs sont en principe circulaires ou elliptiques, avec un diamètre de 10 à 15 km. "Ils forment ... des gour en pain de sucre très caractéristiques, que les Touareg désignent sous le nom de "taourirts" (Lelubre, 1952, t. II, p. 155) (on voit ainsi réapparaître, avec un contenu géologique précis, le mot employé par J. Bourcart).

Ils peuvent traverser n'importe quel terrain du Pharusien. Cependant, leur répartition obéit à un contrôle structural assez rigoureux. Tous les massifs se trouvent dans la moitié nord du fossé, et vers la bordure orientale : ils jalonnent ainsi la branche Aseksème — I-n-Afarfar de la discordance intrapharusienne ; puis, au Sud de l'oued Tekouiat, ils essaiment par petits groupes dans le Pharusien inférieur, tout en restant contrôlés par certaines lignes structurales du bâti.

Ces intrusions se conforment plus ou moins à un modèle-type que je décrirai plus loin en détail. Leur trait essentiel est une architecture en zones concentriques.

Les Taourirts se présentent comme des relais dans l'histoire magmatique de l'Ouest-africain. Tout à la fois, ils marquent le terme du plutonisme de l'orogenèse du Protérozoïque supérieur (ce sont les granites post-tectoniques pharusiens), et ils annoncent par plusieurs caractères une famille d'intrusions anorogéniques d'âge secondaire : les complexes subvolcaniques de la province Aïr-Nigeria.

2 - LA REPARTITION DES GRANITES DU PHARUSIEN SUPERIEUR DANS LE NORD DU FOSSE, ET SES INCIDENCES SUR LE PLAN DE L'ETUDE

Il existe vers le Nord du fossé un territoire vraiment privilégié : compris entre les méridiens 4° et 5°E, et entre les parallèles 24° et 25°30', ce domaine correspond à la feuille au 1/200 000 de Tesnou et à la moitié sud de la coupure Aseksème-Ifetessene[1] fig.2). On peut y analyser les rapports entre les divers types de granites du Pharusien supérieur, et l'on y voit apparaître en pleine lumière la logique rigoureuse qui préside toujours à la répartition des masses granitiques.

Deux lignes commandent la structure de la région :

- La première, à l'Ouest, prolonge vers le Nord la pointe septentrionale d'une grande unité de Pharusien inférieur. Jalonnée par les conglomérats d'I-m-Meseknane et de Tinnirt, elle constitue un accident important.
- La seconde, à l'Est, est une portion de la discordance intra-pharusienne qui joint Aseksème à l'oued I-n-Afarfar. Une grande faille tardive suit cette limite stratigraphique.

Chacun de ces deux accidents longe à quelques kilomètres le bord est d'un pluton concordant :

- Le massif du "4ème méridien" ou de Ti-n-Touafa, d'une part.
- Le Tig'elamine et, tout au Nord, l'I-n-Debirene, d'autre part.

Ces plutons sont flanqués à l'Est par des corps moins volumineux dont les accidents paraissent avoir contrôlé la mise en place et le mode de gisement :

- Les diapirs des environs de Tinnirt, dans le secteur ouest.
- Les diapirs de la feuille Aseksème [1] et le massif de Tesnou, dans le secteur est.

---

(1) Aseksème (documents Lelubre et BRMA), Ifetessene (éditions IGN).

On peut considérer que les diapirs de Tinnirt et d'Aseksème sont des satellites tardifs des granites concordants. Ils restent peu volumineux.

Le Tesnou, au contraire, est un complexe puissant, formé en plusieurs étapes. Si la partie ancienne de l'intrusion donne l'impression sur la carte d'être une dépendance du pluton de Tig'elamine, l'ensemble du massif reflète en réalité un renouveau de l'activité plutonique, et appartient au groupe des Taourirts. Le Tesnou occupe donc une position charnière dans la séquence des granites.

Le plan de cette étude découle du dispositif reconnu sur le terrain. La liaison spatiale des divers types de granite, et l'échelonnement des venues dans le temps, imposaient de commencer par le début, c'est-à-dire par les plutons concordants et leurs satellites, puis d'inaugurer la seconde partie du mémoire par l'étude du Tesnou.

PREMIERE PARTIE

LES MASSIFS SYNOROGENIQUES DANS LA SERIE DU PHARUSIEN SUPERIEUR :

GRANDS PLUTONS ET DIAPIRS ANNEXES

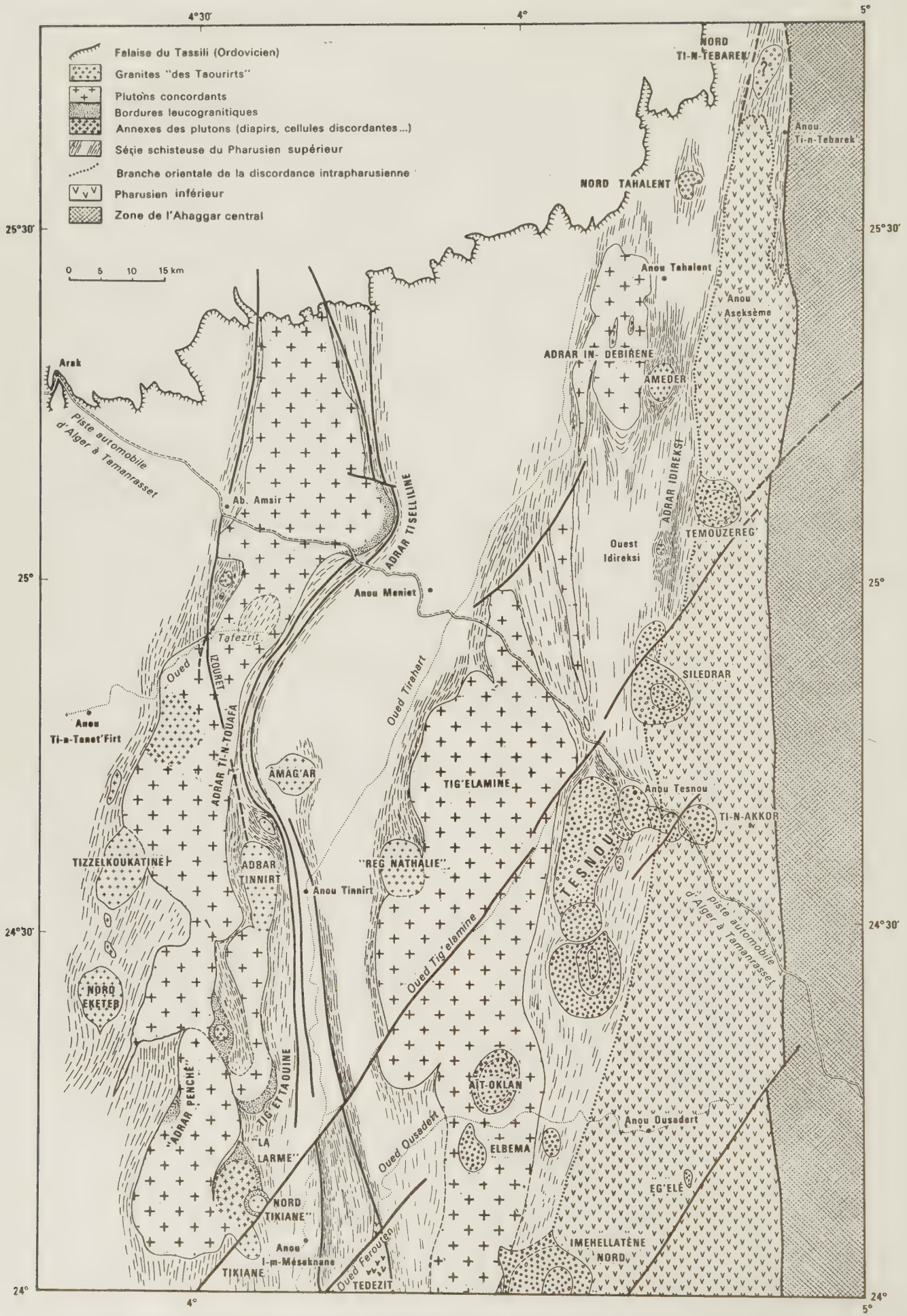


Figure 2 - RÉPARTITION DES GRANITES DANS LE NORD DU FOSSÉ PHARUSIEN

CHAPITRE II

LE PLUTON DU 4ème MERIDIEN (ou de TI-N-TOUAFA) : SUBDIVISIONS ET PRINCIPALES VARIETES DE GRANITE

- 0 -

I - GENERALITES

Le pluton surgit de dessous les grès des Tassilis vers le parallèle 25°20', puis s'allonge du Nord au Sud sur 150 km, sans dépasser 10 à 20 km de large (fig. 2). Successivement, il forme ainsi : les élégants sommets du Tiselliline, les dents de scie de l'Izouret, les trois tours bien caractéristiques de Ti-n-Touafa, le gros relief de Tinnirt, les flèches de Tizzelkoukatine, l'arête crénelée de Tig'ettaouine ; enfin le chicot de Tikiane, sur le 24ème parallèle.

Je n'ai étudié avec un certain détail qu'un secteur limité de cet ensemble : les environs de Tinnirt, où se posent d'intéressants problèmes de diapirisme granitique. Pour le reste, il m'a fallu aller très vite, et ce sera le sujet de ce chapitre, simple introduction au volet consacré à Tinnirt.

Historique

M. Lelubre (1952) a signalé dans cette région un chapelet nord-sud de reliefs granitiques, sans pouvoir l'étudier de près. Ses itinéraires ne recoupent la chaîne qu'aux deux extrémités et les granites, de type assez banal, ne font pas l'objet d'une description particulière.

J. Ranoux et B. Guérangé ont donné en 1956 la première vue d'ensemble du pluton, dont ils venaient de diriger la prospection. Les cartes de F. Cachau (1964) et de J. Arène (1) délimitent respectivement l'extrémité nord et le bord ouest. Enfin, le pluton a fourni des échantillons pour les premières études de géochronologie sur l'Ahaggar : granites de Ti-n-Touafa et de Tinnirt (Lay et Ledent, 1963 ; mais surtout Picciotto et al., 1965, avec un diagramme Concordia).

---

(1) Feuille Tin-Tanet Firt, 1966, inédite.

2 - GRANDES LIGNES DE L'ARCHITECTURE DU PLUTON

Le granite affleure sans interruption dans la moitié nord du pluton, sauf dans le secteur compris entre l'oued Tafezrit et la piste d'Alger, où subsistent des panneaux d'encaissant.

Au Sud des pics de Ti-n-Touafa (24°40' environ), le ruban granitique commence à se morceler : vers le Sud, d'une part, à l'Est et à l'Ouest, d'autre part.

Satellites méridionaux

Tout le tiers sud du pluton est formé par des unités circonscrites de dimensions variables, moulées les unes sur les autres à la manière de coussins. Souvent, de minces cloisons de cornéennes serpentent entre ces massifs, aidant à les délimiter (Tig'ettaouine, Tig'ettaouine Sud ou "Larme", Tinnirt Sud) ; il y a alors concordance parfaite entre le contour du granite et la direction des cloisons. Mais il arrive que deux unités se soudent ("Larme" et "Adrar Penché", au Sud).

Les cornéennes situées dans l'emprise générale du pluton sont toujours entrelardées d'aplites et de pegmatites. Elles ont été métamorphisées au moins dans le faciès cornéenne à hornblende (présence de cordiérite). On y rencontre quelquefois des filons de microtonalite, antégranitiques.

Satellites orientaux

Les diapirs de Tinnirt [1] sont remarquables par l'accordance de leur enveloppe et de leurs contours. Ils ressemblent donc, sur ce point, à certains des satellites méridionaux du pluton, auxquels du reste ils se relient par l'intermédiaire du "Tinnirt Sud" (fig. 3). Le pointement de l'oued Amag'ar est plus discordant. Le chapitre suivant décrira en détail tous ces massifs.

---

(1) Le terme "diapir" sera justifié plus loin (page 111).

L'Adrar Tiselliline montre peut-être l'amorce d'un phénomène de "satellisation". Correctement représenté sur les cartes au 1/500 000 (B.R.G.M., 1961) et au 1/200 000 (feuille Aseksème, 1964, par F. Cachau), il y dessine un renflement qui recoupe en biais l'encaissant. Par contre, l'ancienne carte à 1/2 000 000 (1962) le figure à tort comme appartenant à une unité autonome et circulaire de granite circonscrit.

Unités occidentales (1)

Elles sont alignées parallèlement à la chaîne. Sans doute jalonnent-elles ainsi une ligne structurale de l'encaissant. Celle-ci n'a pas été recherchée sur le terrain, mais son existence, juste à l'Ouest du pluton, semble plausible au vu des photos aériennes.

"Nord Eketeb", d'allure à la fois circonscrite et discordante, paraît isolé dans l'encaissant.

"Tizzelkoukatine Ouest", très discordant au Sud, adhère au pluton par un quart de circonférence. Une mince cloison de cornéenne souligne le tronçon sud-nord du contact. Au-delà de ce point, les deux granites se touchent. La limite reste nette sans qu'aucune des roches en présence n'émette de filons ou ne découpe l'autre en enclaves. Mais le granite de Tizzelkoukatine devient un peu plus fin et plus sombre : on en conclut qu'il a au moins fini de cristalliser après la masse du pluton.

Une troisième unité apparaît 10 km au Nord sur le parallèle du puits de Ti-n-Tanet'firt (∿ 24°50' de latitude). Complètement enclavée par la moitié occidentale du pluton, elle est ici et là en contact net avec celui-ci, mais on a du mal à la délimiter au Nord et au Sud. Vers le Nord, le long du méridien 3°57', une cloison de schistes cristallins souligne la limite sur 2 km. Les rapports avec le massif principal sont donc analogues à ceux du Tizzelkoukatine.

Ainsi, l'unité nord est la moins individualisée des trois, tandis que Nord-Eketeb, au Sud, est un massif apparemment isolé et que Tizzelkoukatine, au milieu, a des caractéristiques intermédiaires. Peut-être faut-il en conclure que le niveau d'érosion s'élève du Nord vers le Sud.

---

(1) Elles se trouvent, non sur la feuille Tesnou, mais sur la coupure voisine : Tin-Tanetfirt.

3 - LES GRANITES

3.1 - LE TYPE COURANT ET SA VARIATION DE L'ADRAR TI-N-TOUAFA

Dans la moitié nord de la chaîne, on rencontre surtout un granite porphyroïde blanc à microcline, oligoclase et biotite, riche en magnifiques cristaux de sphène. Le grain est grossier, et même très grossier au niveau de l'Adrar Ti-n-Touafa (quartz de 1 cm). Les paquets de biotite esquissent une orientation parallèle à la chaîne, mais il existe des variétés pratiquement équantes, qui sont souvent les plus grossières.

En lame mince, on observe fréquemment des mosaïques de petits quartz ou feldspaths polygonaux, entourant de grands cristaux : le dispositif suggère d'anciennes textures en mortier, où les parties écrasées ont recristallisé. L'abondance de myrmékite dans les plages à grain fin traduit une forte activité intergranulaire. On remarque aussi des feldspaths brisés et ressoudés.

Ce sont donc là des traits de granites qui ont subi des contraintes à divers stades de leur cristallisation. Ils paraissent moins perceptibles dans les variétés très grossières et équantes où l'on peut admettre, à titre d'hypothèse, que la roche a évolué plus longuement après la fin des mouvements. La texture se rapproche alors d'un type régulièrement grenu à plagioclases trapus et subautomorphes. Voici quelques détails complémentaires sur l'étude des lames minces :

- Microcline bien quadrillé, à fines perthites anastomosées.

- Oligoclase un peu zonée. Quelques cas de zonation légèrement oscillante ; rares exemples de zonation par taches ("patchy zoning" de J.A. Vance, 1965). Le microcline renferme de nombreux petits cristaux de plagioclase. Quelquefois, le microcline est ceinturé d'oligoclase : l'auréole se trouve en continuité optique avec les perthites et a une limite interne très capricieuse ; elle enclave quelques lambeaux de microcline.

- Biotite verte à brun-vert. Hornblende beaucoup plus rare.

- Accessoires : avant tout, le sphène, très répandu et admirablement cristallisé ; mais aussi : l'allanite, l'apatite, le zircon, la magnétite, et de l'épidote secondaire.

Dans les satellites méridionaux, le granite courant garde les mêmes caractères de base, à quelques nuances près.

Par exemple, la roche du massif-satellite de Tig'ettaouine est moins grossière, mieux orientée, visiblement plus laminée que le type décrit ci-dessus (planche 18, photo 1). Elle montre en lames minces davantage de traits des granites syncinématiques. Dans Tikiane et Nord Tikiane, la texture devient équante, à plagioclases automorphes zonés : le mode de gisement paraît même discordant.

Un aspect particulier du granite courant : le faciès syncinématique de l'Adrar Ti-n-Touafa

L'orientation du granite s'accentue violemment dans une bande de terrain large de 1 à 2 km, qui part de l'Adrar Ti-n-Touafa et prend la chaîne en écharpe du S.SE au N.NW, incluant l'Izouret-Ouest. Il arrive que la roche ait un aspect de gneiss oeillé.

Les "yeux" sont pour la plupart en microcline perthitique. La mésostase, plus ou moins recristallisée, comprend : quartz étiré, oligoclase, microcline frais et non perthitique, myrmékite, biotite et hornblende en nids et en traînées, beaux accessoires (zircon et sphène automorphes, allanite, rare fluorine). Notons que la biotite cicatrise des cassures des feldspaths, tout en conservant sa teinte brun vert foncé, preuve parmi d'autres d'un laminage à chaud.

Cette variété de granite marque donc le passage d'un accident [1]. Ce dernier a joué pendant la cristallisation. En fait, il se prolonge dans l'encaissant des deux côtés de la chaîne et nous verrons qu'il a contrôlé la mise en place du principal diapir de Tinnirt.

Analyses chimiques (annexe III)

D'après les analyses disponibles, faites sur des échantillons personnels (n° 1 et 3) ou sur des prélèvements de la mission Ranoux (n° A^1, A^2, A^3), les granites courants du pluton sont de type monzonitique. Certains avoisinent même des compositions de granodiorites. Notons toute-

---

(1) A cet égard, la présence d'un peu de fluorine constitue un indice intéressant. Ce minéral fait en principe défaut dans les granites courants des grands plutons.

fois l'absence d'analyse du type le plus grossier, que sa richesse en microcline tirerait sans doute vers les granites subalcalins (1).

3.2 - AUTRES VARIETES DE GRANITE

Les leucogranites

1. Des variations leucocrates affleurent de manière plus ou moins continue à la bordure de certains satellites méridionaux du pluton. Elles forment ainsi la plupart des reliefs importants du Sud ("Adrar Penché", Adrar Tig'ettaouine, "Larme"), ainsi qu'une colline située à 12 km au NW de l'Adrar Tig'ettaouine.

Assez grossières et de teinte rose ou jaune, ces roches ne sont ni porphyroïdes ni orientées. Cependant, elles peuvent exhiber des textures de protoclase. La biotite y manque totalement, ou bien n'existe qu'en disques rares et rouillés. La masse feldspathique montre des cristaux imbriqués de manière confuse (microcline, et albite ou oligoclase acide). Le microcline, peu perthitique, est abondant et très envahissant ; mais on observe aussi des cas d'albitisation. Il y a beaucoup moins d'accessoires que dans les granites normaux ; signalons cependant la présence de fluorine et de grenat dans l'Adrar Tig'ettaouine. Nous possédons deux analyses chimiques (n° 2 et 4 de l'annexe 3).

---

(1) Le rapport Ranoux-Guérangé (1956) donne un certain nombre d'analyses du pluton. J. Ranoux (1959) en a repris 3, parmi lesquelles je n'ai retenu que celle de l'échantillon T. 220 (granite d'Amag'ar). J'ai éliminé les analyses de T. 198 (Adrar Ti-n-Touafa au contact de l'encaissant) et T.T. 1084 (Adrar Ti-n-Touafa) : la première car elle donne visiblement beaucoup trop de SiO_2 (échantillon silicifié ?), la seconde car les résultats bruts ne concordent pas dans le rapport et dans la publication.

Du rapport de 1956, j'ai conservé en outre : T.T. 1077 (reg à l'Ouest de l'Adrar Ti-n-Touafa), T.T. 1020 (reg à proximité du leucogranite de Tig'ettaouine NW), T. 148 (reliefs de Tig'ettaouine Nord). Mais j'ai dû éliminer plusieurs analyses car les paramètres donnés par le rapport ne correspondent pas : sans doute y a-t-il eu erreur de transcription, soit des résultats bruts, soit des paramètres.

N'ayant vu aucun des échantillons Ranoux dont l'analyse est reproduite ici, j'ignore quel était leur poids et leur état de fraîcheur.

On voit mal sur le terrain comment les leucogranites passent au granite courant. Il ne paraît pas exister de contact clairement interprétable et les deux types de roche sont probablement synchrones, à peu de chose près. Je reviendrai sur cette question, car des leucogranites similaires s'observent sur une grande échelle à la périphérie des Taourirts. Les cristallisations post-magmatiques ont joué un rôle considérable dans leur genèse.

Dans le Nord du pluton, le granite de l'Adrar Tiselliline semble comparable à ces roches, mais il est moins individualisé. On parvient néanmoins à le distinguer du type normal qui forme la plaine avoisinante.

2. Un leucogranite rose à grain fin, de chimisme alcalin, constitue des pointements intrusifs dans l'axe du pluton, à l'Ouest et au NW de l'Adrar Ti-n-Touafa.

Les granites équants des unités occidentales

Les satellites occidentaux du pluton, c'est-à-dire Tizzelkoukatine Ouest et Nord-Eketeb, sont des masses de granite subporphyroïde équant, assez grossier, à tendance monzonitique. Ils renferment : oligoclase blanche en cristaux automorphes, parfois bien zonés ; microcline rose à nombreuses petites inclusions d'oligoclase (cette richesse en inclusions semble être une caractéristique commune à tous les granites porphyroïdes du pluton) ; biotite assez rare en moyenne (passage à des leucogranites). Il existe des zones diffuses d'aplite plus ou moins porphyrique, surtout vers le centre des deux unités.

L'unité du parallèle 24°50' est elle aussi formée de granites à texture équante, mais plus riches en biotite, avec un chimisme monzonitique plus accusé. On observe en lame mince des zonations prononcées et récurrentes d'oligoclases, ainsi que des synneusis. Ces preuves de cristallisation magmatique sont surtout évidentes dans des variations finement grenues que l'on rencontre au Sud d'un relief caractéristique en double dôme (planche 2, photo 1). Notons enfin la couleur rose des microclines, qui contraste avec la blancheur de ces minéraux dans la masse principale du pluton.

CONCLUSION

Continu au Nord, assez morcelé dans sa moitié méridionale, le pluton de Ti-n-Touafa est surtout constitué par des granites calco-alcalins à tendance tantôt subalcaline, tantôt monzonitique. Au contact de l'encaissant, ainsi que dans certains massifs annexes, on voit parfois s'individualiser des leucogranites plus alcalins. L'apparition de ces faciès différenciés va de pair avec le morcellement de la chaîne granitique vers le Sud : il est possible, mais non certain, que ceci soit la conséquence d'une érosion moins poussée.

Insistons sur la dissymétrie du tronçon médian. Relativement homogène, le secteur oriental est formé de granites calco-alcalins (subalcalins) potassiques, grossiers et souvent orientés. La moitié ouest apparaît plus complexe, se subdivisant plus ou moins nettement en unités circonscrites et alignées. Il y affleure des granites équants de grain variable, au caractère monzonitique parfois très prononcé ; les textures de roches magmatiques (en particulier les synneusis) sont plus belles ici qu'ailleurs.

La structure du pluton a de toute évidence été imposée par des accidents subméridiens. L'un d'eux prend en écharpe le domaine oriental, et s'y marque par une bande de granite syncinématique à faciès de gneiss oeillé ; je préciserai au chapitre suivant qu'il a guidé la montée diapirique d'un satellite, le Tinnirt. Une autre dislocation, d'existence hypothétique et néanmoins fort probable, serait responsable de l'alignement et de la mise en place des unités occidentales.

Jusqu'ici, je n'ai guère évoqué les relations avec l'encaissant. Cette question fera l'objet d'un court paragraphe à la fin du chapitre suivant.

CHAPITRE III

ANNEXES ORIENTALES DU PLUTON DE TI-N-TOUAFA : LES DIAPIRS GRANITIQUES DES ENVIRONS DU PUITS DE TINNIRT, LEURS RELATIONS AVEC LA SERIE DU PHARUSIEN SUPERIEUR

- 0 -

Les intrusions de Tinnirt et d'Amag'ar sont les satellites orientaux du pluton de Ti-n-Touafa (fig. 3 et planche 4).

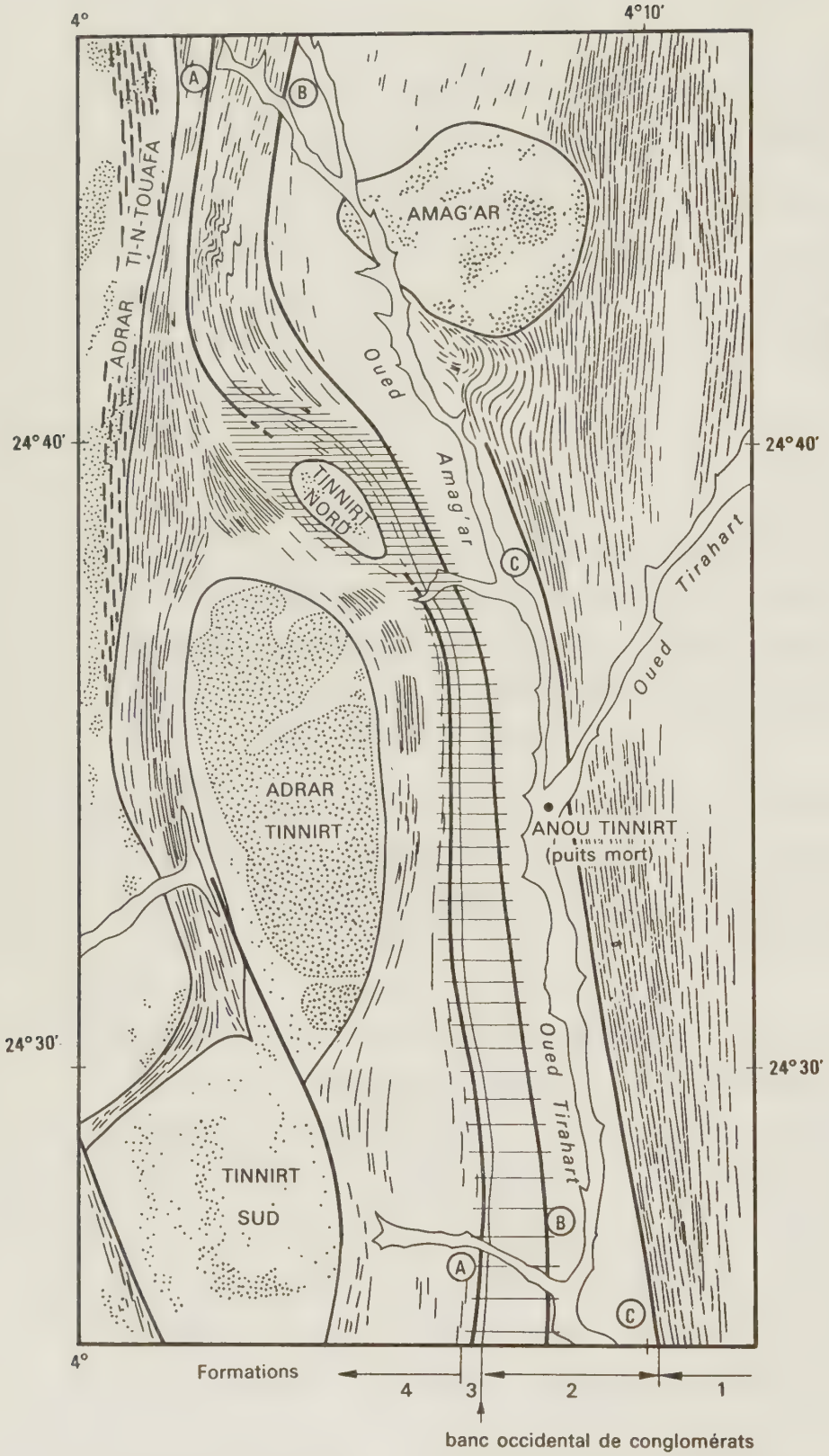
Le Tinnirt s.str. (ou Adrar Tinnirt) est une masse lenticulaire de 15 x 5 km, avec des reliefs qui dépassent 300 m de dénivellation. 2 km au Nord, une petite amande de granite affleure discrètement : appelons la Tinnirt Nord (ou Petit Tinnirt). Les bancs du Pharusien supérieur contournent ces deux massifs et les moulent d'une façon parfaite.

Le dispositif affleure bien, c'est l'un des plus beaux qui existent au monde. On peut l'admirer sur les photographies aériennes NG.31 IV-V, n° 156-157, 201 à 203, 240-241. D'ailleurs, il ressort déjà très nettement sur la feuille Tesnou de l'IGN.

A l'Est, de nouvelles complications structurales s'observent sur la rive gauche de l'oued Amag'ar, près du granite de ce nom.

La mission Ranoux-Guérangé du B.R.M.A. (1955-1956) avait rapidement parcouru le secteur et conclu, avec raison mais sans avoir eu le temps de rechercher des preuves, que les granites de Tinnirt sont contemporains d'une phase tardive de plissements (Ranoux, 1959). De mon côté, je n'ai pu consacrer plus d'une dizaine de jours à l'ensemble de ce problème. Une étude détaillée ferait donc certainement apparaître beaucoup de nuances et de précisions.

Ce chapitre commence par une description de la série pharusienne. Il m'a paru utile, en effet, de rassembler dans un seul texte l'essentiel des connaissances relatives à cette région.



LÉGENDE

A-A : ligne supposée du coulissage de Tinnirt Nord

B-B, C-C : autres accidents, éventuellement coulissants

Affleurements de granite

Granite syncinématique de l'Adrar Ti-n-Touafa

Domaine où a été reconnu le métaphormisme à andalousite. L'intensité des cristallisations décroit vers le Sud.

cf. la planche 4

0 2 4 6 Km.

Figure 3 - CROQUIS DE LA RÉGION DE TINNIRT

SECTION A

ETUDE SOMMAIRE DE LA SERIE PHARUSIENNE

La série fait partie du domaine des "schistes cristallins de l'oued Tirahart", nommé et décrit pour la première fois par M. Lelubre (1952). Elle appartient pour l'essentiel au Pharusien supérieur. Je ne l'ai pas étudiée en détail. Mais 20 km au Sud, dans les parages du puits d'I-m-Meseknane, J.M.L. Bertrand a réuni les éléments d'une stratigraphie provisoire.

Pour présenter la lithostratigraphie et les deux premières phases tectoniques, je résumerai une publication récente (Bertrand et Boissonnas, 1970), la complétant sur certains points.

1 - LITHOSTRATIGRAPHIE

1.1 - LE PHARUSIEN INFERIEUR DU TEDEZIT

Un massif attribué au Pharusien inférieur affleure au Sud d'I-m-Meseknane : c'est le Tedezit, terminaison nord d'une unité qui semble se raccorder à la masse principale du Pharusien inférieur du fossé (fig. 2).

Les quartz-diorites et granodiorites du Tedezit s'ennoient vers le Nord sous les formations volcano-sédimentaires du Pharusien supérieur. Le contact avec celles-ci est très laminé ; aussi ne peut-on étudier dans le détail la discordance supposée.

Les conglomérats du Pharusien supérieur, décrits ci-après, renferment des galets de leucodiorites quartziques à grain fin, déjà notés par M. Lelubre (1952). Ils jalonnent le cours des oueds Tirahart et Amag'ar. On peut donc supposer que le substratum représenté à l'affleurement par le Tedezit se prolonge vers le Nord sous ces vallées. L'examen des photos aériennes suggère sa réapparition sporadique en quelques endroits, notamment au Nord de l'Adrar Tiselliline ; la cartographie de F. Cachau (1964) n'exclut pas cette hypothèse.

1.2 - LES FORMATIONS VOLCANO-SEDIMENTAIRES DU PHARUSIEN SUPERIEUR

J.M.L. Bertrand a identifié quatre formations au-dessus du Tedezit. D'après leur disposition sur la carte, elles se succéderaient comme suit (fig. 3) :

Formation 1

- Bancs schisteux, en général microconglomératiques, dérivant tantôt de grauwackes, tantôt de tufs acides. Dans ces derniers, les phénocristaux (quartz et feldspaths) atteignent parfois le centimètre (cas des crêtes qui longent la rive gauche du Tirahart).

- Nombreuses intercalations de chloritoschistes, de niveaux calcareux, de conglomérats, de quartzites impurs.

Cette formation pend en général vers l'Est, modérément.

Formation 2

Elle comprend surtout des conglomérats. On les connaît depuis le Sud d'I-m-Meseknane jusqu'au parallèle du granite d'Amag'ar ; mais ils se raccordent probablement aux conglomérats que les cartes (B.R.G.M. 1961, Cachau, 1964) indiquent au pied SE de l'Adrar Tiselliline. Parmi les galets, on note avant tout des tufs, quartzites et autres roches détritiques fines, mais aussi, en quelques points déterminés (sur les 2 bords de la formation, semblerait-il), les quartz-diorites citées plus haut. Tous ces galets sont étirés ; certains en sont arrivés à ressembler à des pilons mesurant plusieurs dizaines de centimètres de long.

Les conglomérats abondent surtout dans l'Est de la formation. Vers l'Ouest, on observe des niveaux plus fins, plus gréseux, mais on retrouve toujours des intercalations conglomératiques. Celles-ci peuvent n'avoir que 10-20 cm de large. La formation se termine à l'Ouest par un dernier banc très continu de conglomérats, celui-là même qui enveloppe le Petit Tinnirt au NE.

Formation 3

Schistes fins, volcanodétritiques. Bien développés vers l'Adrar Tig'ettaouine, ils se rétrécissent vers le Nord : au large des granites de Tinnirt, ils ne forment plus qu'un étroit chenal. Je ne puis exclure, à cet endroit, une confusion avec une partie de la formation 2.

Formation 4

Volcanique acide (rhyolites et rhyodacites), avec amphibolites et carbonates. Les tufs à gros cristaux ressemblent beaucoup à ceux de la formation 1. Les bancs dessinent une antiforme autour de l'Adrar Tinnirt ; ils sont horizontaux juste au Sud du Massif.

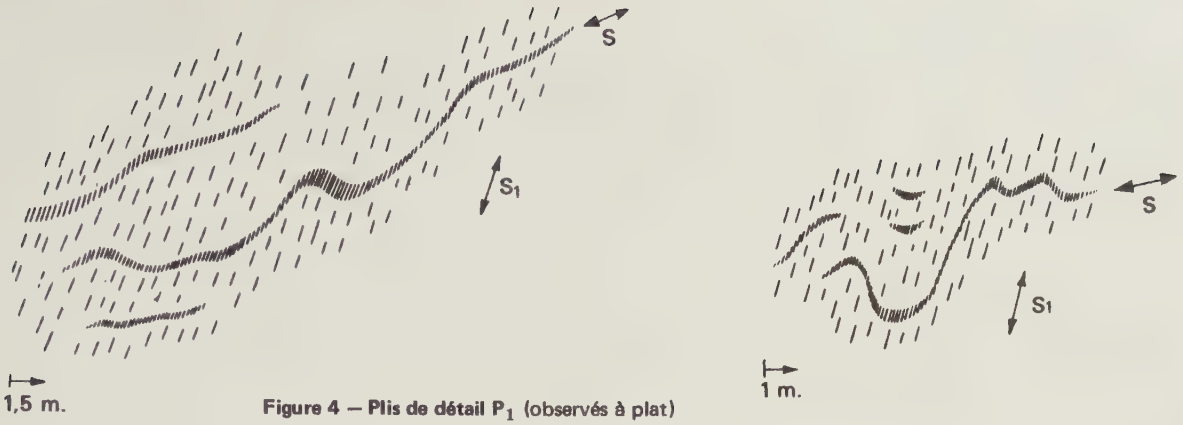


Figure 4 — Plis de détail P_1 (observés à plat)

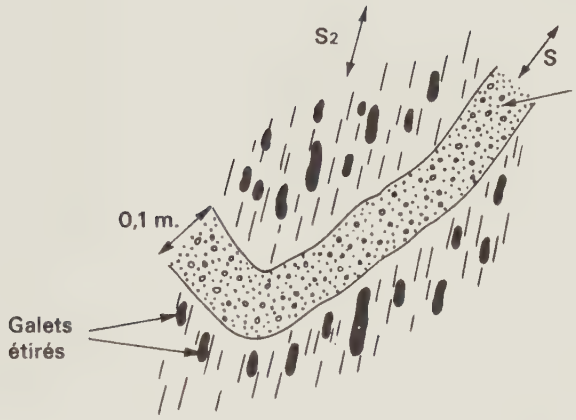


Figure 5 — Pli de clivage P_2
(en coupe verticale)

Figures 4 et 5 — DÉFORMATIONS P_1 ET P_2 DANS LES SÉRIES DU TIRAHART

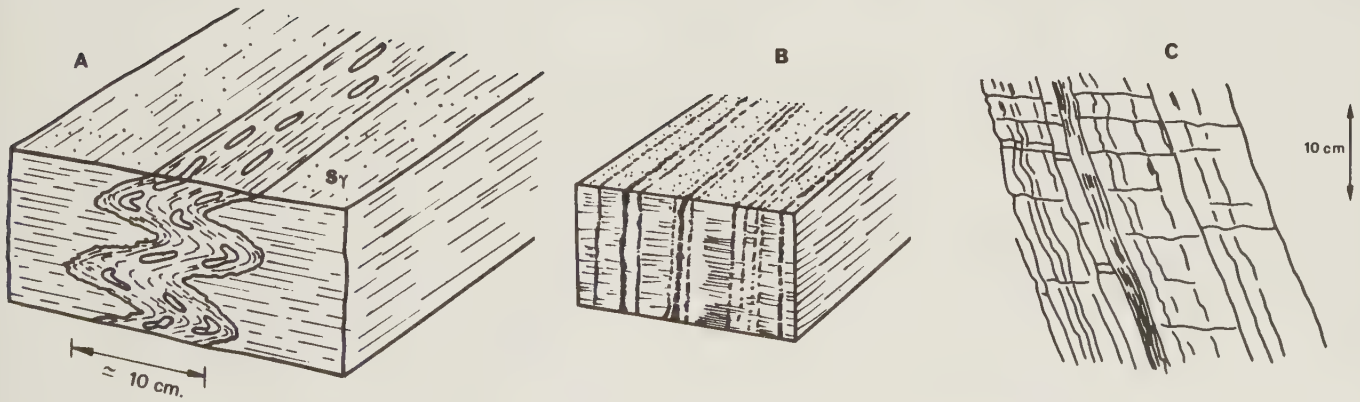


Figure 6 — MODES DE DÉVELOPPEMENT DES SURFACES Sγ DANS L'AURÉOLE NE DU DIAPIR DE TINNIRT NORD

A — Plissement Pγ d'une intercalation conglomératique, permettant d'identifier à Sγ les surfaces horizontales. Les galets ont été étirés par une déformation (P_1 ou P_2) antérieure à Pγ. cf. planche 5, photo 2.

B — Foliation Sγ serrée, intersectant des liserés biotitiques verticaux qui sont les fantômes d'une surface antérieure (S_2 probablement). cf. planche 5, photo 1.

C — Plissottements embryonnaires Pγ et clivage fruste Sγ (en coupe verticale).

2 - CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS

2.1 - DEFORMATIONS 1 et 2

Réduite au strict minimum, la description illustre l'exposé très général de l'introduction (page 25). Soit S la stratification.

Déformation 1 (fig. 4)

J.M.L. Bertrand dans les parages d'I-m-Meseknane, et moi-même dans l'oued Tirahart (1), avons rencontré quelques plis de clivage P1 ("synschisteux") dont les plans axiaux, matérialisés par la schistosité S1, sont parallèles à S (sauf dans les charnières). Ces plis ne dépassent guère l'échelle du décimètre et restent confinés à l'intérieur des bancs ; aucune grande structure P1 n'a été repérée jusqu'à présent, mais on ne peut en exclure la présence.

Les linéations L1 consistent en intersections S/S1 dans les charnières des plis de détail P1 (2), et en objets étirés (galets des microconglomérats, phénocristaux des tufs). Elles s'orientent aux environs d'Est-Ouest.

Déformation 2

Elle s'observe à toutes les échelles. On doit lui rapporter, en particulier, les structures plissées les plus visibles. Les plis de détail ont des plans axiaux subverticaux et des axes nord-sud horizontaux ou plongeant d'une dizaine de degrés vers le Nord ou le Sud ; nous admettrons que les plis d'échelle régionale font de même.

L'intensité du serrage varie : par exemple, sur la rive gauche de l'oued Tirahart, en traversant la formation 1 d'Est en Ouest et en se rapprochant du contact avec la formation 2, on voit les plis de détail se multiplier et passer du décimètre au décamètre. Un couloir de schistosité verticale S2 coïncide avec l'emplacement de la formation 2. Sur certains affleurements, de fines alternances entre conglomérats et grès permettent d'observer des charnières de petits plis P2 (fig. 5). L'existence de tels couloirs dans le Pharusien commence à être bien connue (Guérangé, 1966 ; Bertrand, 1967 ; Gravelle, 1969).

---

(1) Au confluent avec un oued situé à égale distance des oueds Amag'ar et Tebelembila.

(2) "Pli de détail" : échelle décimétrique à décamétrique.
"Micropli" : échelle millimétrique à centimétrique.

Les galets des conglomérats sont aplatis dans les plans S2, et très souvent étirés (cf. ci-dessus, p.56). Leur allongement semble alors conforme aux linéations L2, définies tantôt par les intersections S/S2, tantôt par les axes des microplis et plis de détail qui reprennent S1 dans la formation 1. Les galets pélitiques et tuffacés sont parfois tellement aplatis qu'ils finissent par s'estomper (rive droite et lit de l'oued Amag'ar).

2.2 - DEFORMATIONS TARDIVES

On dénombre deux épisodes tardifs de déformation.

L'un paraît directement lié à la mise en place des granites de Tinnirt, et ne s'observe qu'à leur voisinage. Il a donné des plis "Pγ", une schistosité "Sγ".

L'autre résulte de contraintes régionales mais se trouve très amplifié aux abords des granites. Il s'enchaîne directement sur la phase 2, et sera donc appelé phase 3 (plis P3, schistosité S3). Bien qu'il ait cessé après l'épisode Pγ, je le décrirai en premier pour ne pas rompre l'enchaînement avec P2.

a - La déformation 3

Elle se matérialise par des plis obliques sur la direction N-S régionale, qui reprennent les structures 1 et 2. Nous verrons plus loin que ces plis affectent aussi Pγ et Sγ. On distingue les plus grands d'entre eux sur les photos aériennes (10 km au Nord de l'Adrar Tinnirt, cliché NG.31 IV-V, n° 157). Les plus petits sont millimétriques. L'échelle courante est celle du centimètre au décimètre.

Ce sont, pour la plupart, des "plis en chevrons", plutôt asymétriques (1). Ils ont des valeurs variables de plongement axial, puisqu'ils replissent des surfaces diversement inclinées, souvent même verticales (cas de S2) ; on observe donc, en particulier, des plis à axes verticaux. Les plans axiaux conservent une direction sensiblement constante (N.110-130°E) et pendent de 75 à 90° vers le Nord. Ils sont quelquefois matérialisés par une schistosité de fracture S3.

---

(1) Notons cependant que J.G. Ramsay (1967) réserve l'expression "plis en chevrons" à des plis symétriques.

On rencontre les plis à l'intérieur ou en bordure de la formation 2, au moins jusqu'à I-m-Meseknane. Ils se multiplient dans l'environnement des granites de Tinnirt et d'Amag'ar et y affectent couramment toutes les formations. Les directions de L3 et S3 ne changent pas à proximité des intrusions.

Dans ses carnets de terrain, J.M. Bertrand note que des structures de ce type se rencontrent aussi sur le bord oriental du massif schisteux du Tirahart, non loin du pluton de Tig'elamine. Constatant ainsi que deux zones à déformations tardives encadrent l'unité de schistes, il se demande si elles ne seraient pas liées à une activité plutonique.

Origine des plis 3. Ils sont typiques de plis provoqués par des décrochements horizontaux. Pour l'Ahaggar, M. Lelubre en 1961, puis R. Caby en 1968 et 1970, ont attiré l'attention sur la fréquence de ces mouvements et, sans doute à juste titre, les ont rendus responsables des plis et flexures à axes verticaux que l'on observe à toutes les échelles. J. Blaise (1967) a expliqué par des coulissages la grande structure oblique du Tazat (Ahaggar oriental). Enfin, M. Gravelle (1969) vient d'insister sur la liaison entre décrochements et "plis minuscules à axes verticaux", sur son terrain.

A Tinnirt, la direction axiale des plis suggère un coulissage dextre (compartiment ouest décalé vers le Nord par rapport à celui de l'Est). Signalé par l'extrême abondance du quartz en amas et lentilles, l'accident (A sur la figure 3) aurait longé le bord ouest de la formation 2 ; plus précisément, il coïnciderait avec le couloir qui, à en juger par la prolongation des structures d'I-m-Meseknane, correspond à la formation 3, très rétrécie.

Mais rien ne prouve que l'accident soit unique. Le quartz abonde aussi dans la formation 2 et au contact 1-2. La photogéologie suggère que la ligne B de la figure 3 a une importance au moins égale à celle de A.

Enchaînement continu des épisodes 2 et 3. La formation 2 est à la fois la zone d'activité maximale de l'épisode P2 et le site probable des cisaillements qui ont donné les structures 3. Sans doute n'y a-t-il pas eu de hiatus entre les deux phénomènes. Cette continuité paraît bien représenter le cas général (de Sitter, 1956)[1].

---

(1) D'où la difficulté qu'on éprouve à interpréter certaines structures, telles les meneaux qui abondent en plusieurs endroits de la vallée du Tirahart.

J. Sutton et J. Watson (1959) décrivent des zones de décrochement où les mouvements ont prolongé ceux de la 2ème phase tectonique, qui a donné les grandes structures. La déformation était continue, il s'avère donc difficile de dater le début des coulissages. Les zones de cisaillement ("shear belts") sont allongées parallèlement aux structures de la 2ème phase, et suivent souvent des contacts entre zones à lithologie différente ; on reconnaît le cas de notre formation 2.

b - La phase Pγ

Après la phase 2, des microstructures couchées ont pris naissance près des granites de Tinnirt. Elles reprennent des surfaces S ou S1 peu inclinées et des plans S2 subverticaux.

1 - Un premier cas, assez rare, est celui de plis "Pγ" couchés (fig. 6A ; pl. 5, photo 2). On l'observe notamment dans le banc de conglomérats qui limite la formation 2 à l'Ouest et enveloppe le Petit Tinnirt par le NE. Les plis ont une dizaine de centimètres d'amplitude et des planx axiaux peu inclinés. Ils tordent des galets qui avaient été aplatis au préalable dans S2. Une schistosité Sγ assez fruste, facultative, matérialise les plans axiaux et se trouve soulignée par de la biotite fraîche : elle devient donc une foliation.

Appelons Lγ la linéation définie par les axes Pγ ou par les intersections de S1 (ou S2) avec Sγ.

2 - Un découpage à plat Sγ s'observe souvent en l'absence de plis Pγ dans la formation 2, en particulier près du contact NE de Tinnirt Nord (fig. 6B ; pl. 5, photo 1). Il correspond à une véritable foliation, soulignée par d'abondantes néogenèses de micas. Plus ou moins régulier dans les roches à grain fin, toujours fruste et hésitant dans les conglomérats (à cause de la présence des galets), ce découpage représente bien Sγ. En effet :

. Il paraît postérieur à S2.

. On peut vérifier qu'il est parallèle aux plans axiaux de replis Pγ quand ces derniers existent à proximité.

3 - Il existe aussi des aspects intermédiaires entre les deux précédents. Au lieu de plis Pγ caractérisés, on remarque un tremblotement irrégulier des surfaces S1 ou S2. Le débit Sγ est alors discontinu (fig. 6C).

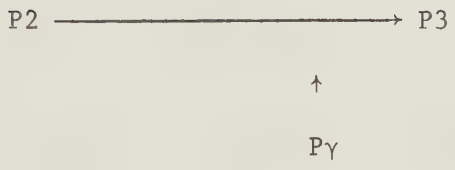
4 - Enfin nous rattacherons à ces structures une linéation caractéristique affectant la formation 4 à l'Est et au Nord de l'Adrar Tinnirt. Bien visible sur les tufs clairs, elle évoque de fines cannelures et traduirait un étirement de la roche. Elle paraît avoir la valeur d'une linéation "Lγ", car :

. Elle est parallèle à des bâtonnets formés par l'intersection des plans Sγ et de surfaces antérieures.

. Elle semble aussi être parallèle aux axes des plis Pγ, assez rares il est vrai dans ce secteur.

Origine des déformations Pγ. Elles ne peuvent avoir pris naissance que sous l'action de forces dirigées de bas en haut. Il est logique d'invoquer une montée diapirique des granites qui affleurent à proximité.

Les structures Pγ et Sγ ne résultent donc pas d'une cause régionale. On constate par ailleurs que les surfaces Sγ sont déformées par P3. *La montée des granites s'est produite pendant l'enchaînement des déformations 2 et 3 :*



Dans ces conditions, il peut paraître curieux que les plis Pγ se raréfient vers le pied Est de l'Adrar Tinnirt. A cela, deux explications possibles, qui s'appliquent sans doute toutes les deux :

1 - Le diapir est monté dans la charnière, ou tout à côté, d'un anticlinal P2 qui affecte les surfaces S-S1. Le pendage des couches était donc faible à cet endroit. Une contrainte dirigée de bas en haut plissait d'autant moins la série que celle-ci était plus proche de l'horizontale.

2 - Comme nous le montrera ci-après la section consacrée au métamorphisme et aux granites, la série était moins déformable au pied de l'Adrar que 2 km à l'Est, dans la formation 2.

3 - METAMORPHISME

Dans une grande partie du Pharusien supérieur de la région (formation 1 notamment), les paragenèses (albite, épidote, chlorite, séricite), sont celles du "faciès schistes verts" et sont synchrones des plis P1 : les minéraux phylliteux se trouvent dans S1. J.M. Bertrand note que ces assemblages demeurent stables durant la phase P2 dans le secteur sud (I-m-Meseknane). La rétromorphose dans le Pharusien inférieur du Tedezit aboutit à des paragenèses semblables et date de l'une ou l'autre des phases P1 et P2, ou des deux. Sur son terrain, M. Gravelle (1969) la relie au métamorphisme qui a accompagné les plissements N-S à plans axiaux verticaux (type S2) ; mais il ne distingue en général pas P1, sans en exclure l'existence.

Un métamorphisme du faciès amphibolite se manifeste aux environs des granites de Tinnirt. Il est du type "intermédiaire de basse pression", avec andalousite dominante, staurotide, cordiérite. Le disthène manque.

On ne rencontre les paragenèses spécifiques que dans l'Ouest de la formation 2, sur une largeur de quelques centaines de mètres. La longueur de ce ruban de terrain n'est pas connue avec précision, mais elle doit atteindre une vingtaine de kilomètres.

Au Nord, les recristallisations visibles à l'oeil nu parviennent jusque vers la latitude du granite d'Amag'ar ; au Sud, elles s'arrêtent quelque part entre le parallèle 24°25' et la latitude de l'Adrar Tig'ettaouine.

On a donc l'impression d'avoir affaire à un métamorphisme "linéaire". Il est tout naturel de lier cette "échine thermique" (cf. A. Michard, 1968) à un accident, et notamment au coulissage allégué dans ce secteur occidental de la formation 2.

Mais en même temps, on constate que l'intensité du métamorphisme croît vers les granites de Tinnirt (massif nord surtout). Il existe donc une liaison avec ces derniers.

Ce métamorphisme à andalousite sera décrit dans la section B.

Il n'est pas exclu que la formation 4 ait aussi été affectée. Les isogrades dessineraient alors un dôme plus ou moins allongé. Mais les tufs rhyolitiques constituent un matériau beaucoup moins réactif que les grès et pélites de la formation 2, et nous n'y apercevons pas de recristallisations caractéristiques, hormis de la biotite brune qui peut être due à un effet thermique banal du granite de l'Adrar Tinnirt.

La formation 1, elle, paraît bien être restée à l'écart de ce métamorphisme. Néanmoins la zone de la biotite s'annonce, et cela surtout vers l'Ouest[1] : le minéral apparaît en cristaux ambrés ou brun-vert.

Enfin, l'Est de la formation 2, sur le parallèle des granites de Tinnirt-Amag'ar, se trouve vraiment dans la zone de la biotite et annonce ainsi la "ligne à andalousite". Faute d'avoir vu du plagioclase dans mes lames, je n'ai pas mis en évidence de progression à l'intérieur de cette zone de la biotite. La muscovite et/ou une chlorite assez magnésienne, toutes deux en équilibre avec la biotite brun-vert, s'observent souvent mais pas toujours. Ces minéraux ont cristallisé dans la schistosité S2, ainsi transformée en foliation ; on ne peut donc plus analyser dans ce secteur les relations micro-structurales entre S2 et S1.

Parfois, on remarque aussi des micas disposés sensiblement à plat. Ils paraissent synchrones des autres, et reflètent peut-être une tendance à la formation de "meneaux".

Figure 7 — TEXTURES DE PROTOCLASE DANS LE DIAPIR DE TINNIRT NORD.
A — dans du microcline maclé préférentiellement selon $g^1(010)$.
B — biotite traversant un plagioclase à cœur séricitisé.
Bi = biotite ; Mu = muscovite ; Q = quartz

---

(1) En fait, l'échantillonnage trop maigre ne me permet pas d'être tout à fait affirmatif.

SECTION B

LES MASSIFS DE TINNIRT NORD, DE L'ADRAR TINNIRT ET D'AMAG'AR

LE METAMORPHISME A ANDALOUSITE DE L'OUEST DE LA FORMATION 2

1 - PRESENTATION DU TINNIRT NORD ET DE SON AUREOLE

LE MASSIF

Allongé parallèlement aux axes des plis P3, le Tinnirt Nord, ou Petit Tinnirt, a tout juste été découvert par l'érosion. Il mesure environ 4 x 2 km, et s'est glissé le long du chenal, très étroit à cet endroit, que la formation 3 dessine entre les ensembles 2 et 4.

Le granite est fin, blanc, à 2 micas (avec biotite brune dominante). Il se montre parfaitement homogène et ne renferme ni enclave de roche éruptive, ni fragment d'encaissant. On y devine l'ébauche d'une orientation planaire horizontale des biotites, sans pouvoir vraiment parler de foliation.

Sous le microscope, on remarque :

- Une texture confuse et des indices de protoclase (présence de micas dans les cassures de feldspaths : fig. 7).

- Du microcline, riche en inclusions (gouttes de quartz, petits plagioclases). La perthite manque, ou est très réduite, ce qui apparaît normal pour un granite à deux micas qui a cristallisé sous forte pression d'eau. Il arrive assez souvent que ce microcline soit maclé de préférence selon g1 (010) ; le système péricline peut être absent, ou subordonné. Les lamelles maclées albite sont alors plus larges que dans le quadrillage courant ; quand le cristal est associé à un plagioclase (antérieur), elles prolongent les lamelles maclées albite de ce dernier.

- Du plagioclase moins abondant (oligoclase acide peu maclée ; zonation occasionnelle, avec coeur à An 20 %).

- De la biotite, dispersée ou en alignements zigzaguants, parfois un peu tordue.

- De la muscovite, subordonnée, en cristaux bien formés, aux contours assez simples. Elle est parfois accolée à la biotite, plus souvent transverse dans un groupement de biotites, quelquefois enfin isolée dans les feldspaths (et alors plus déchiquetée). Dans les deux premiers cas, elle paraît "primaire", hypothèse possible *a priori* (cf. J. Lameyre, 1966), mais qu'il faudrait pouvoir démontrer ici.

L'AUREOLE DE CONTACT : STRUCTURE, FILONS

Le massif est entouré par des micaschistes largement cristallisés à patine gris bleuté, qui dérivent des formations 2 ou 3 ; le feldspath en est pratiquement absent. Cette auréole a plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Mais elle se prolonge vers le Sud par le ruban des roches du faciès amphibolite déjà signalé à la page 62 ; les micaschistes cèdent alors la place à des métapsammites.

On a l'impression que les couches sont à plat tout autour du granite, et que ce dernier s'est niché dans une structure anticlinale. Mais il s'agit en réalité de surfaces Sγ, soulignées par la recristallisation des biotites et plus développées ici que partout ailleurs (fig.6B). On peut vérifier qu'elles sont postérieures à S2.

Des plissottements P3 reprennent les micaschistes et en particulier les surfaces Sγ. On les observe surtout au SW et au SE du granite. Ils ont souvent une allure violente, désordonnée, et des orientations aberrantes par rapport à N 120°, direction moyenne des axes P3.

Il existe également des surfaces N 120° E assez fortement inclinées, correspondant sans doute à S3, ainsi que des surfaces plus difficiles à identifier qui ont des caractères mixtes Sγ-S3.

Un réseau de pegmatites à albite ou oligoclase acide, muscovite et grenat soude le Petit Tinnirt à son auréole. Les filons semblent en général transversaux par rapport à l'allongement du massif. Ils sont plissés selon P3 et parfois boudinés. Le plissement est synchrone de la cristallisation : les muscovites, à peine déformées, se disposent parallèlement aux plans axiaux des plis ; on les voit parfois traverser des plagioclases brisés. Mais l'extinction roulante des quartz, la légère torsion de certains micas, suggèrent que les contraintes n'ont cessé qu'après la fin de la cristallisation. Notons que ces pegmatites paraissent plus abondantes sur les flancs longs de l'intrusion qu'à ses extrémités.

Enfin, des "pipes" de quartz traversent le massif. On doit les rapprocher du quartz qui abonde tout au long de la formation 2.

Dans toute cette auréole de Tinnirt Nord, le caractère accusé, parfois même anarchique, du plissement des micaschistes et des filons, est la conséquence d'une grande aptitude à la déformation. Pour expliquer une telle "déformabilité" autour des nombreux granites qu'il avait étudiés, P. Fourmarier (1959) précisait qu'un facteur essentiel était le développement des minéraux phylliteux dans les roches alumineuses des auréoles. Le bien-fondé de cette remarque paraît évident autour du Tinnirt Nord où la belle cristallinité des micaschistes frappe l'observateur. Mais en même temps, P. Fourmarier invoquait moins l'existence d'apports que l'élévation de la température.

Or, tout porte à croire que l'eau a joué un rôle prépondérant dans le cas qui nous occupe. On sait que d'une manière générale, la cristallisation des magmas granitiques libère de l'eau (Wyart, 1955). Le granite de Tinnirt Nord était riche en eau : sa minéralogie en fait foi, celle des pegmatites plus encore, et nous en verrons ci-après une preuve supplémentaire dans les réactions deutériques. La percolation vers l'encaissant a diminué dans ce dernier l'écart entre pression lithostatique et pression partielle du fluide ; d'où une déformation aisée. Cette conclusion s'inscrit dans la ligne d'un article récent de J. Goguel (1969).

2 - LE METAMORPHISME A ANDALOUSITE ET LES PHENOMENES DEUTERIQUES

LES SILICATES NON PHYLLITEUX

L'andalousite : c'est de beaucoup le plus abondant de ces silicates. Les cristaux dépassent toujours le centimètre de long. Ils grossissent du Sud au Nord et atteignent plusieurs centimètres autour du Petit Tinnirt, avec une section d'un cm2. De couleur bleu-clair, ils sont intégralement pseudomorphosés par la séricite.

La cordiérite : loin du Tinnirt Nord, elle forme des plages diffuses, très poecilitiques, transformées en séricite + Mg-chlorite. Près du même granite, on peut lui rapporter des masses globulaires centimétriques, de contour hexagonal, également pseudomorphosées.

La staurotide : on ne la connaît que dans le Sud du ruban de faciès amphibolite, donc loin du granite. C'est le seul de tous ces silicates dont subsistent des résidus identifiables. Mais l'altération en séricite a toujours commencé. A l'oeil nu, elle donne des taches gris-bleu sur les prismes bruns.

Le grenat : il n'a guère été rencontré que dans l'auréole du Petit Tinnirt. Les cristaux sont petits, globuleux et compacts, partiellement chloritisés. La rareté apparente de ce minéral, si elle se confirmait, pourrait être due à une composition défavorable des sédiments.

La sillimanite-fibrolite : existe dans quelques échantillons au contact du Petit Tinnirt, et associée à de la muscovite.

LES ASSOCIATIONS OBSERVEES ET LEUR SIGNIFICATION

On ne peut aller bien loin dans cette discussion, car la sériciti-sation complète des silicates d'Al-Fe empêche de constater les réactions, tout au moins dans les échantillons dont je dispose. De plus, je n'ai pas pu pousser l'étude du terrain au-delà d'un stade de reconnaissance.

Une première association comprend :

Cordiérite + staurotide (+ biotite brune + muscovite "primaire")

L'andalousite existe sans doute déjà, bien que l'on ne puisse exclure une confusion avec la staurotide quand ces deux minéraux sont séricitisés. D'ailleurs la staurotide ne peut apparaître avant l'andalousite, malgré les apparences du contraire observées en certaines régions (Capdevila, 1969).

Je n'ai reconnu cette association qu'en un seul point, loin au Sud du Petit Tinnirt. Elle désigne un métamorphisme "intermédiaire de basse pression". G. Guitard (1965) note en effet que le couple andalousite-staurotide correspond à une pression plus forte que le métamorphisme à andalousite sans staurotide. Ce point de vue paraît assez généralement admis de nos jours. Mais, comme l'a montré A. Weisbrod (1970), il convient de rester très prudent, la staurotide étant par elle-même un mauvais indicateur de la zonéographie et du type de métamorphisme.

L'association andalousite + cordiérite (+ biotite brune + muscovite "primaire") est la plus courante dans les micaschistes qui entourent le granite. Elle s'observe dans le type "intermédiaire de basse pression" mais caractérise tout aussi bien un effet de contact au sens classique.

Une lame mince - une seule - a montré de petits grenats en reliques dans de la chlorite tardive. Notons dans ce cas l'absence de la muscovite primaire : ceci nous évoque la réaction almandin + muscovite = andalousite + biotite + quartz, réaction qui, d'après G. Guitard (1969), "joue un rôle important dans le métamorphisme dit intermédiaire de basse pression".

La disparition de la staurotide aux abords du granite n'a pas été formellement constatée, mais elle demeure infiniment probable si l'on se réfère aux résultats expérimentaux commentés ci-après, ainsi qu'aux exemples donnés par divers auteurs : H.J. Zwart (1962) dans le dôme de Bosost ; J. Macaudière (1964) près du granite du Lys-Caillaouas ; G. Michard (1968) au Maroc, etc..

Application des résultats expérimentaux (figure 8)

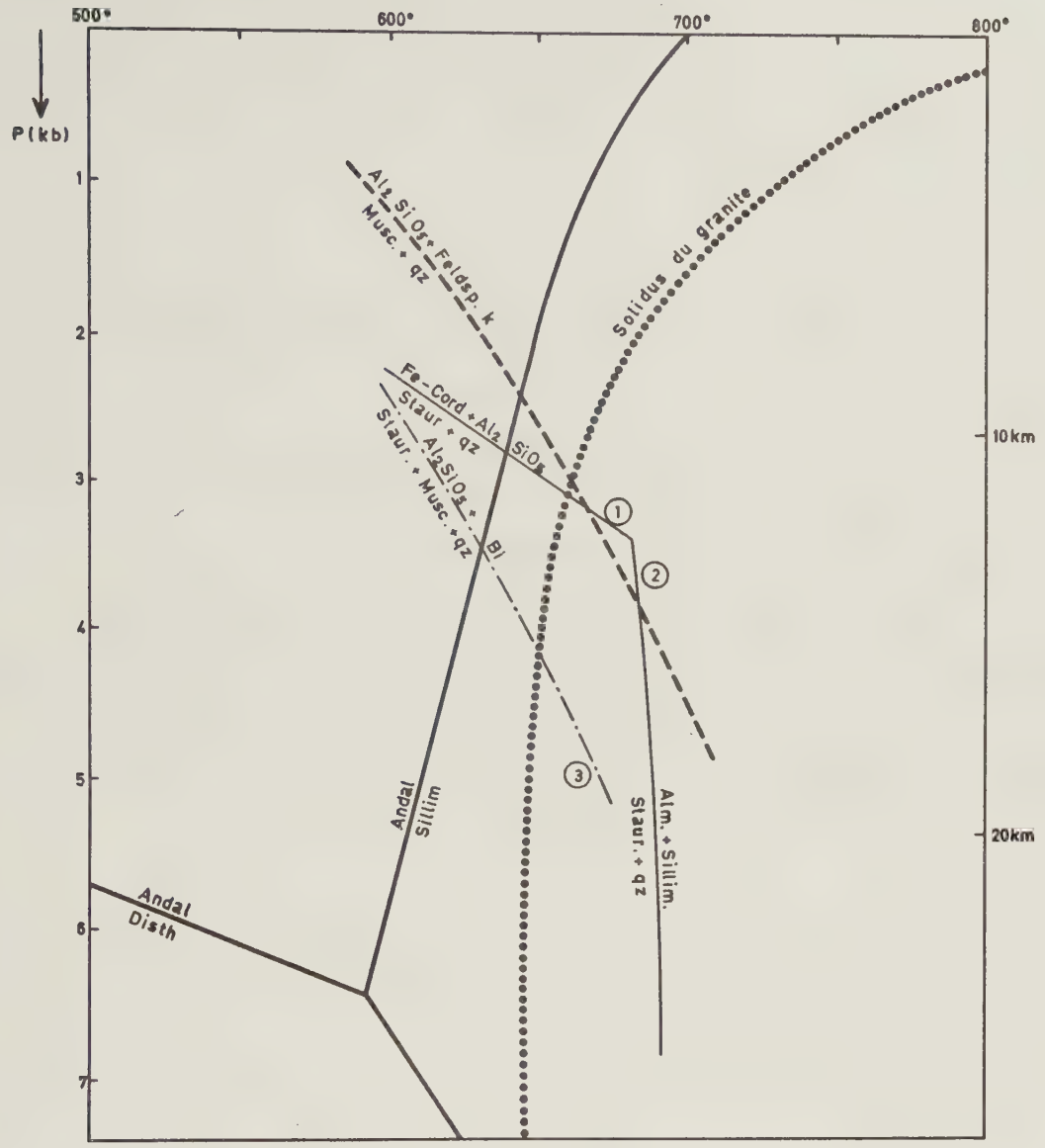


Figure 8

Point triple d'après Althaus, 1967 - Courbes 1 et 2 d'après Richardson, 1968 - Courbes 3 d'après Hoschek, 1969

Dans l'auréole interne du Tinnirt Nord, la muscovite primaire semble rester stable et aucune lame mince n'a montré d'orthose. Nous devons donc nous trouver en deçà de la réaction : muscovite + quartz $\rightleftarrows$ silicate d'alumine + K feldspath + eau.

L'existence d'un peu de fibrolite associée à de la muscovite hystérogène suggère que la température de l'inversion andalousite-sillimanite a tout juste été atteinte dans la partie la plus interne de l'auréole. Nous sommes tributaires des incertitudes concernant le diagramme des polymorphes d'Al_2SiO_5. Les données de E. Althaus (1967) paraissent ici les plus applicables.

Les courbes 1, 2 et 3 de la figure 8 montrent dans quelles conditions la staurotide peut disparaître au cours du métamorphisme croissant. La réaction 2 se trouve exclue ici. Le point où la courbe 3 recoupe celle de l'inversion andalousite-sillimanite correspond sans doute à une profondeur excessive pour les phénomènes décrits à Tinnirt. La courbe 1 semble donc la plus adaptée ici.

Par conséquent, l'auréole interne du Tinnirt-Nord aurait cristallisé dans les conditions suivantes : pression solide = 2 à 2,5 kb environ, température = 630-640° C. Le granite se serait donc mis en place à une profondeur de 8 ou 10 km.

RELATIONS ENTRE LES SILICATES DE METAMORPHISME ET LES DEFORMATIONS

D'une façon générale, elles sont difficiles à préciser. On a du mal à situer le début des recristallisations, car la déformation semble continue à partir de P2 et le métamorphisme à andalousite n'a fait que croître en intensité pendant l'échelonnement de P2 et de P3. D'autre part, chercher à dater les cristaux par rapport à Pγ ou à P3 n'a souvent guère de sens, puisque nous avons admis le synchronisme partiel de ces déformations.

1 - Sur le terrain

1er cas, observé surtout vers le Sud : là où les structures tardives (Pγ-P3) font défaut, les cristaux (staurotide - cordiérite - andalousite) se disposent dans S2. Il serait donc possible que la cristallisation ait commencé pendant P2. Mais on ne peut exclure une blastèse tardive, orientée par S2. Les lames minces ne sont pas concluantes à cet égard.

2ème cas : prismes parallèles aux microplis P3, parfois même situés dans les plans S3 qui tendent à s'individualiser tout près du granite. Cristallisation sans doute postérieure à Pγ et synchrone de P3.

Dans les deux cas suivants, les andalousites peuvent être brisées par des microstructures 3. Ceci ne prouve que l'antériorité des cristaux par rapport à la fin des mouvements 3.

3ème cas : alignements subméridiens de prismes sur les surfaces Sγ, suggérant un contrôle par les intersections S2/Sγ.

4ème cas : répartition au hasard dans Sγ.

2 - Sous le microscope, on peut tenter d'appliquer les critères de H.J. Zwart (1960), malgré la séricite qui gêne l'observation. Les porphyroblastes d'andalousite et de cordiérite tendent, sur leur périphérie, à s'insinuer dans les microplis de la pâte. Mais en même temps, près du granite, ces replis s'accentuent violemment au contact des porphyroblastes, lesquels ont même pivoté (planche 6, photo 5).

L'andalousite et la cordiérite de l'auréole sont donc synchrones des déformations et antérieures à l'achèvement de celles-ci. Il en est de même pour la biotite et pour la muscovite primaire ; elles cristallisent dans Sγ, voire dans S3 ; les replis Pγ et surtout P3 sont souvent aigus,

mais les phyllites se montrent tordues sur les charnières ; il arrive pourtant que l'on observe des charnières en V pointus, ou des plis à arcs polygonaux.

En conclusion, la solution raisonnable est de considérer que les cristallisations dans la zone à andalousite se relient à l'ensemble de l'épisode Pγ-P3, sans exclure un début pendant la formation du "couloir" S2.

Ce métamorphisme est le résultat direct de la cristallisation d'un corps granitique : il appartient donc au type de contact. Toutefois, il s'est déroulé sous une pression telle que les associations observées sont celles du métamorphisme dit "intermédiaire de basse pression".

Une contrainte régionale ayant agi sur l'auréole au même moment, il s'est formé des micaschistes au lieu de cornéennes massives (1).

D'après les résultats expérimentaux, le granite se serait mis en place à environ 8 ou 10 km de profondeur.

LES PHENOMENES DEUTERIQUES. CAUSES POSSIBLES DU MAGMATISME GRANITIQUE.

Tous les silicates d'Al-Fe sont séricitisés, et la muscovite deutérique (ou muscovite "hystérogène", ou encore "muscovite II") se multiplie beaucoup dans l'auréole du Petit Tinnirt. Elle y est parfois synchrone de P3, plus souvent post-cinématique. Elle cristallise tantôt dans les plans S3 (planche 6, photo 4), tantôt au hasard, sans orientation. Près du granite, elle renferme de la fibrolite et l'on voit la séricite des andalousites ou cordiérites s'organiser tardivement en grandes lamelles de muscovite.

Il se forme aussi de la chlorite, aux dépens de la biotite, du grenat et de la cordiérite. Ce dernier minéral donne une chlorite relativement magnésienne.

---

(1) Selon P. Fourmarier 1959, P. Fourmarier et al. 1962, les auréoles profondes des granites exhibent foliation et microplissement. Les environs du Tinnirt Nord illustrent fort bien le phénomène en même temps qu'ils l'expliquent.

Rappelons enfin que d'innombrables lentilles de quartz, caparaçonnées de muscovite, entrelardent la formation 2 à l'Ouest, là ou elle avoisine la ligne de coulissage. Avec leurs formas très quelconques, ces lentilles s'avèrent difficiles à dater par rapport aux déformations tardives. Mais la logique commande de les synchroniser avec la phase deutérique du Petit Tinnirt[1] car d'énormes amas de quartz existent aussi dans le massif.

La muscovite secondaire semble donc contemporaine de ce quartz et tout comme lui, elle traduit une intense percolation d'eau (Billings, 1938, Guitard, 1965 ...). Les solutions ne provenaient pas seulement du granite à 2 micas de Tinnirt qui achevait de cristalliser, puisqu'elles se sont manifestées tout au long de la ligne de coulissage. On doit supposer qu'elles émanaient d'une zone subcrustale.

Une telle arrivée d'eau a pu déclencher l'anatexie dans des terrains de composition favorable qui se trouvaient déjà à température et pressions assez élevées : ce serait la manière la plus simple d'expliquer la naissance du magma granitique.

Un autre mécanisme peut paraître plausible dans le contexte structural de Tinnirt. Il se relie au jeu des cisaillements profonds. D'après les auteurs qui l'envisagent (Orowan, 1960, pour la théorie ; Mc Connell, 1969, parmi d'autres, pour l'application), quand la déformation plastique tend à s'accélérer en profondeur dans les zones cisaillées (phénomène de "creep"), et à affecter une bande toujours plus étroite de terrain, la température s'élève, d'où fusion possible ("shear melting").

---

(1) Cependant, rien ne prouve qu'il ne s'en est pas formé pendant la phase P2.

3 - LE DIAPIR DE TINNIRT NORD, SES RELATIONS AVEC SON AUREOLE ET AVEC LA STRUCTURE REGIONALE : RESUME ET CONCLUSIONS

Le Tinnirt Nord est un petit diapir de granite subalcalin à deux micas. Il pointe sur le tracé d'une importante ligne de faiblesse. Au niveau de l'affleurement, cet accident court entre des conglomérats et des volcanites acides du Pharusien supérieur. En profondeur, il doit se raccorder à la dislocation qui s'est installée sur la discordance intrapharusienne ; aussi apparaît-il comme l'un des éléments majeurs de la structure du fossé.

Aux abords de la faille, la formation conglomératique a subi sur au moins 20 km un métamorphisme à staurotide et andalousite qui contraste singulièrement avec le contexte épizonal du Pharusien environnant. De toute évidence, nous observons là un exemple des plus nets de métamorphisme linéaire, contrôlé par une ligne structurale. Mis en place dans ce ruban de terrains mésozonaux à une profondeur maximale de 8 ou 10 km, le diapir est entouré de micaschistes plus métamorphiques encore, à andalousite et cordiérite. Visiblement, cette auréole et le restant du domaine mésozonal sont les expressions graduées d'un même phénomène thermique.

Combinée avec l'étude des associations minérales, l'analyse de la structure montre que toute la bande des roches à andalousite, auréole comprise, a recristallisé pendant que coulissaient les blocs encadrant l'accident (épisode P3).

C'est dire que le granite était actif au niveau de l'affleurement pendant cette phase de déformation. Une autre preuve en est le synchronisme entre P3 et les pegmatites émises à l'extérieur du massif. L'influence du granite sur son auréole semble avoir cessé à peu près en même temps que les mouvements : dans les micaschistes, la muscovite deutérique apparaît tantôt synchrone de P3, tantôt postcinématique ; la biotite se montre souvent déformée, mais dessine ailleurs des microplis à arcs polygonaux.

Insistons sur l'abondance extraordinaire du quartz tout au long de la ligne de coulissage. La percolation des fluides ainsi mise en évidence semble responsable de la séricitisation quasi systématique des silicates de métamorphisme (andalousite, cordiérite, staurotide). Elle est synchrone, au moins en partie, de l'activité deutérique du massif.

Entre la naissance du magma en profondeur et son évolution finale au niveau de l'affleurement, s'insère toute la phase de mise en place. La poussée ascendante a plissé les terrains au toit du diapir : d'où les plis Pγ qu'accompagne une schistosité subhorizontale de plan axial Sγ, d'autant plus apparente qu'on l'observe plus près du massif. Il semble raisonnable d'admettre que la légère orientation à plat des biotites dans le granite répercute aussi la montée diapirique. Précisons que les surfaces Sγ ont contrôlé dans une très large mesure la cristallisation des biotites et des andalousites de l'auréole.

Mais le diapir montait pendant les mouvements P3. Ceux-ci tendaient à plaquer les micaschistes sur lui et conjuguaient leurs effets avec ceux de la poussée diapirique. Ce fait complique l'analyse des structures : Pγ et P3 ont parfois interféré en donnant des surfaces axiales qui s'écartent de leur disposition théorique. Tandis que J. Lameyre (1966) était conduit à séparer dans le temps une mise en place des leucogranites du Millevaches puis une mise en forme des micaschistes environnants, nous constatons ici que les deux phénomènes étaient associés jusqu'au moment où le diapir s'est arrêté à son niveau actuel. L'épisode P3 - responsable *pro parte* de la "mise en forme" (1) - a continué, l'activité du granite également : d'où l'émission des pegmatites et leur plissement par P3, d'où encore la naissance de muscovite deutérique dans les plans S3 des micaschistes ...

Il reste enfin à remonter aussi loin que possible dans la genèse du diapir. L'épisode de coulissage P3 relayait la phase de serrage P2, qui a donné les grands plis droits du fossé. D'une manière générale, le plutonisme granitique semble avoir débuté pendant P2. On peut sans doute en dire autant à Tinnirt, mais ceci reste vague, étant donné la complexité probable de la "phase" P2 et le relai progressif par P3.

---

(1) *Pro parte* seulement, puisque la mise en place tendait à refouler les terrains et à les modeler autour du diapir.

L'état physique du diapir ascendant devait être celui d'un brouet de cristaux, lubrifié par une faible quantité de liquide ; ceci parce que la forte teneur en eau, évidente, entraînait un resserrement de l'intervalle entre liquidus et solidus (Harris et al., 1970). Un tel "magma" ne pouvait guère s'élever au-dessus du niveau qui correspond sur le diagramme PT au point où la pente du solidus granitique, plus ou moins parallèle à l'axe des pressions pour P > 2,5 à 3 kb, commence à s'infléchir (1) ; ce résultat paraît en bon accord avec la profondeur déduite de l'étude des associations minérales dans l'auréole. Le magma a sans doute pris naissance peu en-dessous - disons : 1 000 à 2 000 m - du niveau d'observation : hypothèse qui n'est pas incompatible avec la composition de la série pharusienne, et qui semble raisonnable, compte tenu du degré géothermique certainement très fort tout au long de la ligne à andalousite.

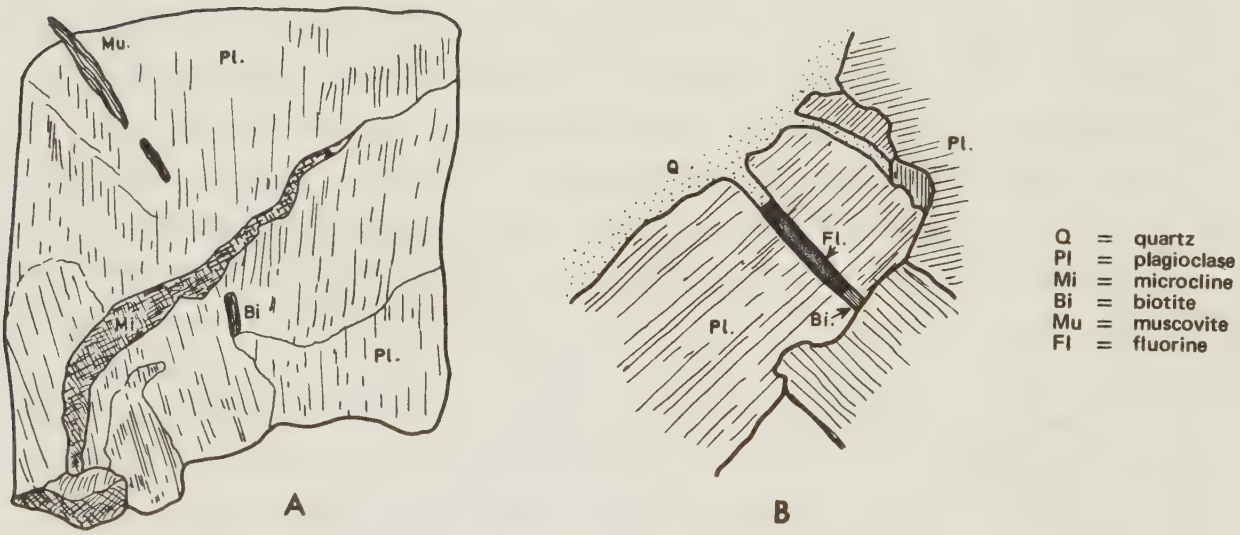


Figure 9

Figure 9 — TEXTURES DE PROTOCLASE DANS LE DIAPIR DE L'ADRAR TINNIRT.

(1) Sur les représentations courantes, le solidus se rapproche quelque peu de l'axe des pressions, même dans le domaine des pressions élevées. En réalité, il reste parallèle à cet axe, si même il ne tend pas à s'en écarter de nouveau (voir Sobolev et al. 1971).

4 - L'ADRAR TINNIRT

LE MASSIF

L'Adrar Tinnirt s'allonge du Nord au Sud sur 15 km. C'est une loupe de granite alcalin à grain moyen (3-5 mm) assez leucocrate, rose ou jaunâtre, équigranulaire, sans textures bien caractéristiques à l'oeil : il n'y a ni foliation ni linéation parallèles au contact. Certes, on remarque parfois une orientation fruste des biotites à N 160° E, couplée avec des signes d'écrasement : mais cette direction est celle de la faille qui sépare l'Adrar Tinnirt du massif calco-alcalin de "Tinnirt Sud" (fig. 3).

Le granite de l'Adrar Tinnirt est un peu plus alcalin que la roche moyenne du pluton et s'apparenterait ainsi aux leucogranites qui bordent certaines unités[1].

Les lames minces montrent particulièrement bien l'alternance des phases de déformation et de cristallisation qui est typique de certains granites syncinématiques. C'est ainsi que l'on remarque :

1 - Des bras de microcline cimentant les fragments dissociés d'un plagioclase (fig. 9A).

2 - Divers minéraux colmatant des fentes dans les feldspaths (fig. 9B).

3-- Des antiperthites de forme rectangulaire dans les plagioclases. Les contraintes en ont favorisé l'exsolution.

---

(1) Comme l'Adrar Tig'ettaouine, il renferme d'ailleurs un peu de fluorine, minéral très rare en dehors des Taourirts.

4 - Des perthites limpides en flammèches et fuseaux, au contour parfaitement net. Les perthites de ce genre se réunissent souvent sur les bords des cristaux pour former des plages plus ou moins étendues. Elles excluent très souvent le quadrillage du microcline à leur voisinage ; mais ce quadrillage peut exister dans les parties non perthitiques du même cristal de feldspath potassique. Ce type de perthite est fréquent dans les faciès de granites syncinématiques (planche 18, photos 3 et 4).

Selon les échantillons, le plagioclase va de l'albite à l'oligoclase 15 - 20 % An. La moyenne se situe vers 10-12 % An. On observe parfois du grenat.

LOCALISATION

L'Adrar Tinnirt pointe à peu près sur le prolongement sud du faciès syncinématique de Ti-n-Touafa. Le diapir serait donc monté à la faveur d'une ligne de faiblesse.

Notons que d'après la photo aérienne NG.31 X-XI, n° 520, il existerait un autre diapir, beaucoup plus petit, à proximité du même accident, mais de l'autre côté du pluton de Ti-n-Touafa (10 km au Sud du puits d'Amsir, figure 2).

J'ai déjà indiqué que le granite occuperait une voûte anticlinale P2. En effet, les pendages des surfaces S-S1 divergent de chaque côté du massif, et il n'y a pas de preuve que cette structure résulte de la montée diapirique. Il semble bien, d'ailleurs, que le diapir ait crevé la voûte anticlinale.

RELATIONS AVEC L'ENCAISSANT

La linéation de fines cannelures décrite à la page 60, avoisine l'horizontale dans l'encaissant Est : elle ne plonge que de 0 à 10° vers le Nord. Au Nord, elle s'adapte à l'inflexion des schistes et bascule jusqu'à plonger de 50°, mais sans guère changer de direction. Elle plonge encore de 30 à 40° dans la colline de rhyolite qui émerge droit au Nord du granite, puis revient peu à peu à l'horizontale. Elle n'est nulle part

plus marquée que là où elle plonge fort. La roche se débite parfois en gros pieux à section ovale (meneaux), burinés par des cannelures (planche 6, photo 3).

La biotite brune recristallise sur la linéation, et d'autant mieux que celle-ci est plus inclinée. Il paraît bien s'agir d'un métamorphisme de contact, assez modéré d'ailleurs car le plagioclase semble être l'albite. De toute façon, le matériel se prêtait mal à la cristallisation de silicates d'alumine. Signalons un peu de fluorine dans une lame mince.

Bien que le contact avec l'encaissant n'affleure pas, il semble établi que le granite n'émet pas de filons.

Quelques plissements de type P3, généralement amples et atténués, se suivent tout au long de la bordure est du massif. Ils ne sont jamais aussi intenses que dans l'auréole du Petit Tinnirt. Leur obliquité par rapport au diapir prouve que la poussée de ce dernier n'est pour rien dans leur formation.

INTERPRETATION

On peut concevoir la courbure de l'encaissant au NE comme un fragment de grand pli P3 (1), ployé sur le massif. Mais le Tinnirt n'a pas seulement joué un rôle de butoir :

- il n'est ni folié ni écrasé dans la direction axiale de P3 (N 120° E) ;
- il a refoulé la série pharusienne, puisqu'aucun terme de celle-ci ne paraît manquer.

---

(1) Si la linéation conserve la même direction, tout en changeant de plongement, c'est que le pli a un plan axial vertical, comme P3.

D'où l'interprétation suivante : la masse ignée monte le long d'une ligne de faiblesse subméridienne ; ce faisant, elle étire, entraîne et refoule la formation 4. Les contraintes de l'épisode 3 agissent en même temps et un peu plus tard. Si nous admettons un sens dextre pour le coulissage, hypothèse que paraît justifier la direction axiale des plis P3, ces contraintes tendaient à "ouvrir" la structure et donc à faciliter l'ascension du diapir. Elles contribuaient aussi à mouler l'encaissant sur le granite.

On songe ainsi aux exemples de granites mis en place à la faveur de grands plis d'entraînement. C'est le cas, par exemple, de certaines annexes du batholite de la Sierra Nevada (Mayo, 1941).

5 - COMPARAISON DES DEUX MASSIFS DE TINNIRT

Les deux massifs sont postérieurs au paroxysme P2 et synchrones de mouvements qui ont suivi de peu ce paroxysme : d'où leur caractère à la fois tardi-orogénique et syncinématique. Ils ont tous deux été guidés par des accidents.

Le diapirisme n'est pas seul responsable de l'enveloppement des granites par la série pharusienne. Les contraintes régionales de l'épisode 3 ont eu tendance à plaquer la série sur les diapirs qui montaient au même moment. A la limite, on peut considérer par exemple que la courbure des rhyolites au NE de l'Adrar Tinnirt est à la fois une structure de refoulement par le granite et un pli de la phase 3.

Voilà pour les points communs. Les différences ne sont pas moins instructives.

1) L'Adrar Tinnirt est allongé dans le sens N-S, tandis que l'autre diapir est parallèle aux axes W.NW-E.SE de l'épisode P3. Notons que le ploiement des volcanites autour de l'Adrar Tinnirt orientait comme les axes 3 la ligne de faiblesse qui guidait l'ascension du Tinnirt Nord. On est tenté d'en conclure que le diapir de l'Adrar Tinnirt était en place avant son voisin du Nord.

2) En montant, les deux diapirs ne se trouvaient pas dans le même état de plasticité.

A l'Adrar Tinnirt, les indices d'une cataclase parallèle à la faille bordière SW, et l'absence de filons dans l'encaissant, paraissent indiquer une certaine rigidité lors de la mise en place. Cependant, la température restait suffisante pour faire naître des biotites dans l'encaissant.

Le diapir de Tinnirt Nord était plus riche en eau et a été beaucoup plus actif au niveau d'observation [1]. Sans doute est-il monté dans un état plus plastique (voir à ce sujet la discussion de la page 76). Ceci n'empêche que le matériau comportait une forte proportion de cristaux. Dans ce cas, et plus encore dans celui de l'Adrar Tinnirt, il ne s'agissait donc pas d'un "magma" au sens restreint du mot. C'est bien ce que pouvaient laisser prévoir les expériences de H. Ramberg (1970) sur la mise en place des diapirs.

3) Le matériau constituant l'Adrar Tinnirt vient sans doute de plus bas que le granite du Tinnirt Nord. Dans le premier cas, nous avons affaire à un leucogranite banal, qui semble différencié à partir du pluton complexe de Ti-n-Touafa. Or à cette latitude et plus au Sud, le pluton se morcèle en unités qui ont elles-mêmes des allures de diapirs, puisqu'elles sont limitées par des cloisons sinueuses d'encaissant (Tinnirt Sud, Tig'ettaouine, "Larme" ...). Le chimisme monzonitique du granite formant ces diapirs suggère une origine profonde. Le cas du Tinnirt Nord a été discuté plus haut. Il semble difficile d'admettre que ce petit massif de leucogranite à deux micas, sans connection apparente avec l'Adrar Tinnirt, ait pris naissance à grande profondeur.

---

(1) Mais les encaissants diffèrent par leur lithologie ; même soumis à des régimes identiques, ils auraient réagi différemment.

6 - LE GRANITE CIRCONSCRIT DE L'OUED AMAG'AR

Je me limiterai à un simple aperçu, destiné plus à compléter le tableau des environs de Tinnirt qu'à apporter des éléments nouveaux.

Très arasé, mais en même temps assez peu érodé, le massif est constitué par un granite subporphyroïde de type courant (1), équant ou vaguement orienté NW-SE. A son toit, qui affleure bien dans une pente escarpée, il tranche net les schistes de la formation 1 ; le contact zigzague au gré des diaclases préexistantes, et peut se trouver concordant par endroits. Parfois, les schistes sont un peu rebroussés sur une profondeur de quelques centimètres, et se retrouvent en enclaves pivotées parallèlement à la bordure.

Le métamorphisme de contact a donné une association du faciès cornéenne à hornblende : biotite brune, muscovite et, d'après J. Ranoux et B. Guérangé (1956), andalousite (au NW, sur 10 m de puissance). Le granite renferme un peu partout des petites enclaves anguleuses de cornéennes : ce trait, tout à fait inconnu dans les diapirs de Tinnirt, est en bon accord avec la nature discordante de l'intrusion.

Mais de beaux plis à plans axiaux verticaux s'observent près du contact sud (photo aérienne 155). Ils gauchissent des charnières de plis P2 assez aplatis et font penser à P3. Toutefois, on pourrait concevoir ici qu'ils sont dûs à une poussée du granite, et non à une cause régionale. Notons l'existence, mais aussi la rareté, des structures plates (type P_γ) qui jalonneraient une étape plus ancienne de la mise en place.

Conclusion : Malgré une zone d'accordance forcée, le caractère discordant domine. Si les plis tardifs de l'encaissant sud sont bien de type P3, le massif fait figure d'intermédiaire entre les granites synchrones de plissements tardifs (Tinnirt) et les intrusions assez franchement post-tectoniques qui n'existent pas dans le secteur.

---

(1) Analyse chimique B de l'annexe III.

7 - RAPPORTS DU PLUTON DE TI-N-TOUAFA ET DE SON ENCAISSANT - CONCLUSION A L'ETUDE DES DIAPIRS DE TINNIRT

En dehors du secteur de Tinnirt, les relations du pluton avec son encaissant n'ont pas fait l'objet d'une véritable étude. Je ne dispose donc sur cette matière que de renseignements dispersés. Cependant, il devient possible de coordonner ceux-ci dans une certaine mesure, à la lumière des faits exposés tout au long des pages précédentes.

1. Dans les tufs situés au pied de l'Adrar Ti-n-Touafa, quelques travées granitiques courent parallèlement au contact et à la foliation régionale (Ranoux et Guérangé, 1956). Même observation, sur une échelle plus grande, dans l'encaissant qui sépare l'Adrar Tig'ettaouine de "La Larme" (Bertrand, carnets de terrain). Ces faits, auxquels s'ajoute l'élongation très prononcée du pluton, suggèrent un contrôle par la phase P2.

2. Le granite syncinématique de l'Adrar Ti-n-Touafa prouve l'existence d'une ligne de faiblesse, qu'il est raisonnable de considérer comme coulissante. On voit donc se profiler un lien avec P3.

3. Le contrôle de l'Adrar Tinnirt par la ligne de l'Adrar Ti-n-Touafa tend à indiquer un synchronisme approché des deux granites, sans toutefois que ceci ait la valeur d'une preuve.

4. Le morcellement du pluton vers le Sud évoque, en plus serré, le dispositif de Tinnirt.

5. L'ample courbe dessinée par la série pharusienne entre Tinnirt et le Tiselliline pourrait bien être une grande structure de type P3. Le granite s'y conforme *grosso modo*. Néanmoins, il la recoupe très en biais au Nord de l'Adrar Tinnirt et la tranche net au pied de l'Adrar Tiselliline : à cet endroit, on observe des cornéennes massives et des aplites discordantes. Le granite tend par conséquent à devenir post-tectonique.

6. Enfin, les satellites occidentaux ont avec leur encaissant des contacts tout à fait nets et discordants, un peu brouillés parfois par une abondance d'aplites. Ce n'est pas là le fait de granites syntectoniques !

Pour toutes ces raisons, il apparaît que l'histoire du pluton a débuté pendant l'épisode P2 et n'a cessé qu'après l'arrêt des coulissages méridiens (1). Précisons qu'il s'agit de la fin des mouvements dans le secteur considéré, et non pas dans l'ensemble du socle saharien : nous savons déjà, et nous le confirmerons dans la seconde partie du mémoire, que certaines dislocations nord-sud ont joué plus longtemps (branche orientale de la discordance intrapharusienne, accident des 4°50') (2).

Les granites de Tinnirt apparaissent tardifs dans cette évolution, mais l'Adrar Tiselliline, le granite de l'oued Amag'ar, peut-être aussi le Tizzelkoukatine et le Nord-Eketeb seraient encore un peu plus récents.

CONCLUSION

Au terme de cette étude, nous retiendrons surtout que *le diapirisme de Tinnirt est dû à un concours précis de circonstances*. Remarquons d'abord le dispositif structural; il comprend :

- un pluton synorogénique concordant ;

- à proximité, l'une des dislocations majeures du fossé pharusien. Les divers accidents qui la composent sont plus ou moins parallèles entre eux et à l'allongement du pluton.

L'autre circonstance nécessaire a été le jeu en coulissage de ces lignes de faiblesse pendant l'activité plutonique.

Ce territoire somme toute restreint permet de vérifier l'opposition entre granites allochtones (les unités méridionales du Ti-n-Touafa et, par extension, l'Adrar Tinnirt) et leucogranites para-autochtones (Tinnirt Nord). On sait quel parti a été tiré de cette distinction dans certaines régions classiques de l'Europe hercynienne (Capdevila, 1969 ; Didier et Lameyre, 1969-c ; Capdevila et Floor, 1970).

---

(1) On peut se demander à quelle déformation il convient de rattacher l'essentiel du plutonisme. A P2, phase que nous avons considérée comme essentiellement compressive ? Plus probablement aux premiers décrochements qui ont fait suite.

(2) Sont évidemment exclues de cette discussion les failles NE-SW, qui ont affecté tous les granites, y compris les plus récents.

CHAPITRE IV

L'EST DU FOSSE PHARUSIEN :

LE PLUTON DE TIG'ELAMINE ET LES GRANITES DES ENVIRONS D'ASEKSEME

- 0 -

INTRODUCTION - MIGRATION DU PLUTONISME ET POLARITE OROGENIQUE

Deux groupes de massifs traversent le Pharusien supérieur à l'Est du pluton du 4ème méridien et de ses annexes (fig. 2). Chacun des deux reproduit un dispositif assez comparable à l'association formée par Ti-n-Touafa, Tinnirt et la ligne de coulissage du Tirahart ; mais le nouvel ensemble est plus complet que le précédent.

Le pluton concordant de Tig'elamine est flanqué à l'Est par le complexe intrusif et circonscrit de Tesnou, qui recoupe la branche orientale de la discordance intrapharusienne (feuille au 1/200 000 de Tesnou).

Au Nord, sur la feuille Aseksème,(1) le granite d'I-n-Debirene a des satellites diapiriques, situés près de la discordance. La présence du Taourirt de Temouzereg' (ou Idireksi) complète le dispositif dans le Pharusien ancien.

Tout cet ensemble de massifs traduit un décalage progressif du plutonisme dans le sens Ouest-Est. En effet, les diapirs d'Aseksème, le Temouzereg' et le Tesnou sont postérieurs aux granites concordants. Le Tesnou lui-même est formé par plusieurs intrusions qui se succèdent d'Ouest en Est.

Cette polarité ne peut avoir que des causes tectoniques et structurales, mais elles sont difficiles à préciser. En fin d'orogenèse, les mouvements se sont progressivement concentrés le long de failles coulissantes, dont les plus considérables étaient parallèles à l'élongation de l'orogène (l'une d'elles a repris la discordance intrapharusienne, l'autre est l'accident des 4°50'). Si du plutonisme subsistait à cette époque, il a été

---

(1) Ou Ifetesene (IGN).

"capté" vers ces zones de faiblesse. Or la polarité, remarquons-le, ne s'observe bien que dans la région nord du fossé pharusien, où la discordance faillée se rapproche de l'accident 4°50' et le rejoint.

Le Tesnou et le Temouzereg' seront traités avec les Taourirts, dans la 2ème partie du mémoire.

SECTION A

LE PLUTON DE TIG'ELAMINE

Le Tig'elamine mesure 130 km de long, et au maximum 25 km de large (figure 2) [(1)]. Vers le Nord, il dépasse de peu la piste Alger-Tamanrasset ; au Sud, il parvient à la latitude de l'Adrar Iseddiène et bute contre la faille de l'Oued I-n-Afarfar. Il forme dans son ensemble un vaste reg entrecoupé de quelques reliefs en dômes. Un dense réseau E-W de filons et de failles silicifiées barre la plaine au Nord de l'Oued Ousadert.

Structure

- Au Nord de l'Oued Ousadert, le pluton comprend une longue bande orientale, très concordante avec l'encaissant, et une zone occidentale au contour jalonné d'apophyses et de redents. On devine dans cette deuxième zone une tendance à l'apparition d'unités autonomes : le dispositif rappelle ainsi la bordure ouest du pluton de Ti-n-Touafa au niveau du Tizzelkoukatine.

- Au Sud de l'Oued Ousadert, le massif se rétrécit à l'affleurement et ne comporte plus que le prolongement de la bande orientale du Nord. Ce secteur représente un peu plus du tiers de la longueur totale du pluton.

---

(1) Le pluton est nommé d'après un oued. La carte IGN de Tesnou indique comme "Oued Tidjelamine" un affluent mineur de l'Ousadert. Mais le vrai oued Tig'elamine, beaucoup plus important, part du reg entre les Adrar Tesnou et Siledrar, et se jette dans le Tirahart au large de l'Adrar Tig'ettaouine : c'est l'oued In Tahaïek de la carte IGN.

1 - LES GRANITES

1.1 - LA ZONE ORIENTALE DU PLUTON AU NORD DE L'OUED OUSADERT, ET SON PROLONGEMENT VERS LE SUD

a - Le granite calco-alcalin à gros grain

Le granite courant est grossier, se désagrège facilement et donne les paysages les plus arasés. Ses grands microclines forment tantôt de belles dents de cheval (Oued Ousadert), tantôt des cristaux moins individualisés au contour incertain. Dans le premier cas, la roche est bien orientée. Dans le deuxième cas, elle le reste parfois grâce aux ferromagnésiens (biotite dominante et hornblende, en petits amas allongés). Cette orientation, plane et subverticale, est parallèle à la foliation N-S ou N 20° E de l'encaissant. Mais il est important de noter aussi une évolution vers un faciès équant et homogène, à mesure que le grain grossit.

A quelques nuances près, la texture et la composition minéralogique sont celles de la roche commune du pluton de Ti-n-Touafa. Je n'y reviendrai donc pas. L'analyse chimique n° 5 est celle d'un granite calco-alcalin banal, à tendance subalcaline et potassique.

b - Le granite monzonitique à grain fin

Second en importance, il est très inégalement réparti. On le rencontre surtout de part et d'autre de l'Oued Ousadert, c'est-à-dire dans l'encaissant des Taourirts d'Elbema et d'Aït-Oklan.

Ce granite forme souvent de longues travées parallèles à la foliation du granite grossier environnant. Les biotites matérialisent la même orientation, mais de manière atténuée.

En lame mince, on ne voit guère de traces de protoclase. Le feldspath dominant est une oligoclase en bâtonnets subautomorphes.

Plus au Nord, on rencontre ici et là un granite fin qui paraît très comparable au précédent. Mais il se réduit souvent à de minces passées filoniennes. Mentionnons aussi, à la latitude de l'Oued Kourenka, un très petit pointement où le granite, ici porphyrique par exception, renferme des phénocristaux zonés de microcline ; par ailleurs, les plagioclases de la pâte sont eux aussi très bien zonés. Un échantillon de cette roche a été analysé (n° 7).

De nombreux corps de granite fin sont allongés au point d'avoir une allure plus ou moins filonienne. J'y ai parfois observé des enclaves anguleuses de granite grossier. Ce dernier semble donc antérieur. Mais d'autres affleurements ne permettent pas de saisir une chronologie aussi nette, parce que des relations géométriques font défaut. Il est donc possible que "le granite fin" corresponde en réalité à des venues quelque peu échelonnées dans le temps, les plus anciennes étant à peu près synchrones de la formation du granite grossier [1].

c - Le granite gneissique de la bordure est

Vers l'encaissant est, et notamment au pied des reliefs du Tesnou n° 1 (voir figure 15), le granite grossier passe à une variété presque gneissique, non porphyroïde, et de grain moyen à fin. Les biotites sont allongées et dessinent sur les plans verticaux de foliation une linéation bien marquée qui plonge de 0° à 20° ou 30° vers le Nord. La roche montre parfois une fibrosité parallèle à la linéation.

Les lames minces permettent d'obbserver une belle texture en mortier (planche 18, photo 5). Bien que la plupart des feldspaths aient commencé à prendre un aspect oeillé, on aperçoit, surtout parmi les plagioclases, des individus plus ou moins complets, des tronçons de contours automorphes ; les zonations des oligoclases persistent parfois. Les microclines sont limpides, avec des perthites très caractéristiques (pl. 18, ph. 3-4) : souvent arqués, les filets ont des limites nettes et s'élargissent vers les bords des cristaux ; le quadrillage commence

---

(1) Pour peu que le granite grossier n'ait pas achevé de cristalliser partout au même moment (ce qui est théoriquement concevable), il y aura un motif supplémentaire pour des relations fluctuantes avec les granites fins.

à s'étendre mais épargne encore des plages importantes. La myrmékite donne de nombreuses et grosses arborescences et pénètre profondément dans les microclines : l'association, si frappante ici, entre bourgeons de myrmékite et textures en mortier, est un fait connu depuis Sederholm et Eskola (voir aussi Shelley, 1964,..). La biotite est d'un beau marron vif, contrastant avec celle du granite grossier, plus verte et plus sombre.

L'analyse n° 6 montre que le granite gneissique est, comme on pouvait s'y attendre, plus pauvre en K, plus riche en Mg et moins évolué que le granite courant de l'analyse 5.

d - La diorite quartzique du Nord

Le pluton apparaît très rétréci tout au Nord. Le long de la piste automobile d'Alger, on remarque une diorite quartzique à grain moyen ou fin, orientée mais non laminée. Assez leucocrate, cette roche est tantôt à biotite, tantôt à biotite et hornblende subordonnée. Je n'en ai ni délimité l'aire d'extension ni observé les relations avec les granites ; on peut supposer que ces derniers sont postérieurs.

M. Lelubre avait fait analyser un prélèvement (analyse C de l'annexe III, inédite). L'analyse m.2 est celle de la biotite d'un échantillon récolté à ma demande par J.M. Bertrand.

1.2 - LES ANNEXES OCCIDENTALES DU PLUTON, AU NORD DE L'OUED OUSADERT

a - Le "Reg Nathalie" et son granite monzonitique

Le contour ouest du pluton suggère un début de morcellement en unités distinctes. J'en ai délimité un exemple sur le parallèle 24°35' (figure 2). Un promontoire de Pharusien se prolonge du Nord au Sud par une très mince cloison de cornéennes qui s'effiloche avant de rejoindre à l'Ouest un autre redent, moins accusé, de l'encaissant. On fait apparaître ainsi une cellule de granite équant à grain moyen. Ce petit massif arasé, dit "Reg Nathalie", tend à recouper très obliquement le film d'encaissant qui le sépare du corps du pluton. J'ai cru observer qu'il envoie

quelques filons jusque dans le massif principal. Aussi serait-il postérieur à ce dernier. Mais ces critères de chronologie ne m'ont pas paru des plus nets. Il semble donc prudent d'admettre un certain synchronisme dans la cristallisation de tous ces granites.

La roche du "Reg Nathalie" est un granite monzonitique. Ses plagioclases sont très bien zonés. On aperçoit encore des coeurs corrodés d'andésine à 40 % An ("patchy zoning" de Vance, 1965). Il s'y ajoute une zonation oscillatoire ou progressive. Les exemples d'accolement par synneusis sont nombreux et des plus nets.

b - La moitié occidentale du pluton, entre le "Reg Nathalie" et l'oued Ousadert ; ses variétés de granite monzonitique

Je n'ai malheureusement pas poussé de reconnaissance au Nord du Reg Nathalie. Au Sud, il ne paraît exister qu'une grande unité, mais la répartition des granites est assez confuse. Dans les gour arrondis qui bordent l'oued Tig'elamine sur sa rive droite (photo NG 31 IV-V n° 374), on voit coexister au moins trois variétés de granite à biotite, presque équantes bien qu'une orientation nord-sud des micas s'y devine encore. Ce sont souvent des granites monzonitiques renfermant des oligoclases calciques du type subautomorphe et zoné. On distingue ainsi :

1. Un granite à grain moyen, subporphyroïde, sans doute le plus répandu dans ce secteur occidental.

2. Un granite gris à grain fin.

3. Des granites grossiers, ± porphyroïdes, présents surtout vers le bord du massif. Ils peuvent être difficiles à distinguer de la roche courante du pluton.

Dans ces roches, la rareté des signes de protoclase, de cataclase, et même des extinctions roulantes, indique une cristallisation postcinématique.

Analyses chimiques

Les variétés 1 et 2 (analyses n° 8 et 9) s'avèrent très voisines (1). Le granite grossier de l'Est du pluton (analyse n°5) est plus alcalin, grâce à sa richesse en microcline. Mais nous n'avons qu'une analyse de chacune de ces roches. Avec la même restriction, nous noterons l'identité des analyses 8-9 et de l'analyse 7, celle du granite porphyrique qui forme un minuscule pointement dans l'Est du massif (cf. p. 89).

Nous disposons aussi des analyses partielles (n° m.3 et m.4) de 2 échantillons de biotite, prélevés dans des schlieren micacés. Elles révèlent des micas un peu plus ferrifères, plus alumineux et moins calciques que la biotite de la diorite quartzique du Nord (analyse m.2).

Les relations des trois variétés de granite monzonitique s'observent sur une dalle à 500 m au NE de la gara principale, et au pied sud de cette même gara. Elles sont complexes ; les termes fins tendent à s'effilocher en longues lanières dans le granite à grain moyen, et celui-ci semble faire de même dans les roches plus grossières. Le secteur est assez riche en schlieren biotitiques, que l'on doit interpréter comme des figures de courants magmatiques (voir au chapitre XIII). . Il correspondrait à une zone où la viscosité et la mobilité variaient d'un point à un autre pendant la cristallisation. Pour ces granites, on ne peut donc guère parler d'un ordre de succession bien défini.

Les rapports entre ces granites monzonitiques et le granite subalcalin grossier de l'Est ont, faute d'affleurements, paru difficiles à saisir au cours d'une exploration rapide. On est alors tenté de raisonner par analogie. Les granites monzonitiques de l'Ouest, et surtout le plus fin d'entre eux, pourraient être les équivalents de celui qui traverse le granite subalcalin de l'Est. L'identité des analyses 7, 8 et 9 constitue un argument dans ce sens. On aurait donc, schématiquement, un ensemble de granites monzonitiques, fort développé à l'Ouest et s'effilochant vers l'Est sous la forme de termes fins. Mais ceci n'est sans doute qu'une vue simplifiée des choses, étant donné que la mise en place des granites monzonitiques a peut-être été étalée dans le temps.

---

(1) J. Ranoux (1959) donne l'analyse d'un échantillon (T.257) qui paraît provenir de ce secteur. Une erreur probable de transcription sur le chiffre de CaO (indiqué avec une valeur plus forte d'une unité dans le rapport Ranoux 1956), m'a conduit à écarter cette analyse. Il paraissait s'agir d'une granodiorite, donc d'un cas un peu à part : sans doute une variation localement enrichie en Fe-Mg-Ca et appauvrie en Si.

En réalité, il semble raisonnable d'admettre que les deux moitiés du pluton sont à peu près synchrones, même si celle de l'Ouest a achevé plus tard sa mise en place et sa cristallisation.

2 - LES RELATIONS AVEC L'ENCAISSANT

2.1 - A L'EST

a - Pétrographie et chimisme de l'auréole

La zone d'influence du granite est formée par des gneiss plagioclasiques à grain fin, très homogènes, dérivant de la série gréso-pélitique du Pharusien supérieur. Comme dans le granite gneissique de bordure, la biotite de ces roches est aciculaire et dessine une linéation plongeant de 10 à 35° vers le Nord.

La texture est :

- tantôt granoblastique, hétérogranulaire, avec des quartz à extinction roulante. Elle est bien celle d'un gneiss ;

- tantôt "en mosaïque" de grains polygonaux, comme dans les cornéennes (planche 6, photo 7). Toutefois, la persistance de l'orientation générale évoque encore des roches formées au cours du métamorphisme : ceci, comme nous le verrons, parce que la cristallisation a commencé pendant une phase de mouvements.

La composition minéralogique de ces "gneiss" est la suivante :

- quartz, à extinction non roulante dans les textures de cornéennes ;

- oligoclase non maclée à 20-25 % An (parfois à la limite de l'andésine) ;
- biotite brune aux contours simples, très orientée ;
- un peu de muscovite poecilitique sans orientation, donc tardive (postcinématique) ;
- apatite en grains émoussés ;
- plus rarement : tourmaline verte ; chlorite (dérivant des biotites) ;
- en un point, présence de cordiérite totalement séricitisée. Les alignements de biotite s'écartent un peu autour des cristaux.

La biotite brune et la muscovite tardive sont courantes dans le métamorphisme de contact. La biotite ressemble beaucoup à celle du granite gneissique de bordure. Quant à la cordiérite, qui ici se présente comme minéral de contact, elle est antérieure à la fin des plissements dans l'auréole.

Il peut être intéressant de comparer quelques analyses chimiques de ces roches à celles du granite gneissique de bordure, voire même du granite porphyroïde. L'échantillonnage a été fait au hasard dans cette série d'apparence très homogène, et il n'est pas question de raffiner les commentaires. 3 analyses partielles de gneiss (n° 10, 11, 12) donnent des valeurs de CaO et Na_2O voisines de celles des granites. K_2O est plus faible - mais pas beaucoup plus - que dans le granite gneissique : en effet ce dernier renferme encore peu de microcline. MgO est beaucoup plus fort que dans les granites où la biotite est bien moins abondante.

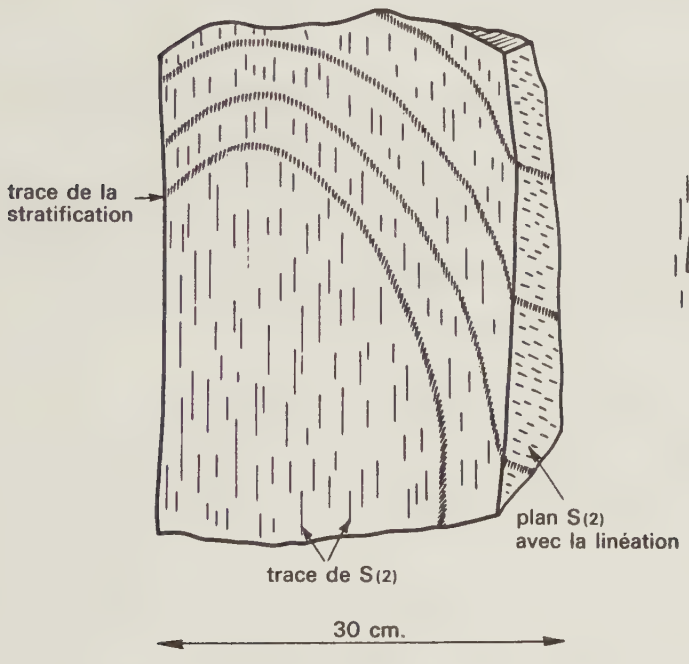
Nous disposons aussi d'une analyse totale (n° 13). On peut penser que ce gneiss dérive d'un sédiment plus calcique (une grauwacke) que celui des analyses 10 à 12.

Autres auréoles comparables en Ahaggar : des gneiss de ce type sont courants dans les domaines gréso-pélitiques granitisés. Par exemple :

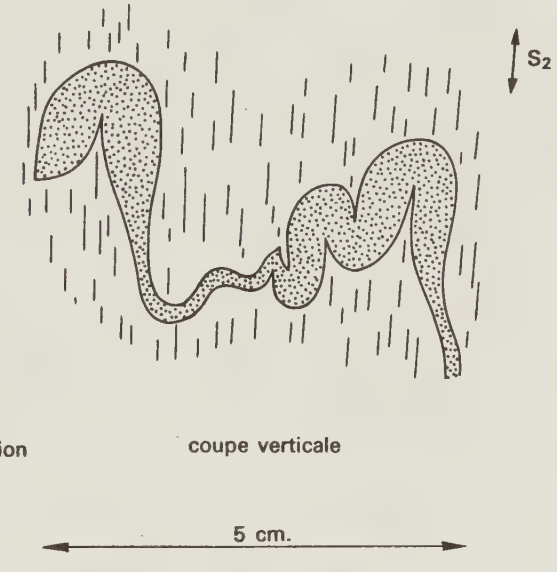
- en bordure du grand pluton de l'Imezzarène (Ahaggar méridional). M. Gravelle (1969) envisage avec raison que ces roches ont pu acquérir leur "faciès amphibolite" sous l'influence du granite ;
- dans l'auréole de certains granites des environs du Tazat (Ahaggar oriental), si l'on en juge par les descriptions de J. Blaise (1967).

b - Structure de l'auréole : Plis isoclinaux et plis ptygmatiques

La foliation est souvent verticale, au moins dans les premières centaines de mètres de l'auréole. Au Sud de l'oued Ousadert, on peut voir que ce débit correspond aux plans axiaux de replis à axes peu inclinés : le fantôme de la stratification permet en effet d'observer quelques charnières centimétriques à métriques (fig. 10 et planche 6, photo 6). Ces caractéristiques sont celles des plis P2 et des surfaces S2 des environs de Tinnirt (mais je n'ai pas identifié P1-S1 à coup sûr aux abords du Tig'elamine). La linéation dessinée par les biotites des gneiss est parallèle aux axes des plis et à celle du granite gneissique de bordure.



10 — Pli P_2 probable, à plan axial vertical



11 — Plis d'allure ptygmatique

Figures 10 et 11 — DÉTAILS STRUCTURAUX DANS L'AURÉOLE ORIENTALE DU TIG'ELAMINE

Des "structures ptygmatiques" (cf. Mehnert, 1968) apparaissent dans certaines travées d'encaissant. Souvent, les plissottements des veinules aplopegmatitiques ont des plans axiaux verticaux qui coïncident avec la foliation de type S2 des charnières renflées et des flancs étirés (fig. 11). Les axes sont diversement inclinés puisque les filonnets n'étaient pas nécessairement confondus avec la stratification ou avec S1. Ces plis reflètent le serrage isoclinal de l'auréole dans la zone toute proche du conctact.

Des caillots surmicacés apparaissent pincés dans les charnières, ou bien soulignent celles-ci à l'extérieur. La biotite, plus ou moins accompagnée de muscovite deutérique, se développe à la fois dans les plans axiaux et sur les surfaces plissées. Dans le deuxième cas, elle forme en général des "arcs polygonaux" : on peut donc affirmer que la fin de la cristallisation est post-cinématique.

Il existe aussi des plis ptygmatiques sans orientation préférentielle. M. Gravelle (1969, t. II, p. C.18 à C.20) en a signalé et photographié de beaux exemples en bordure du pluton de l'Imezzarène, homologue du Tig'elamine dans le Sud du fossé. Ces clichés montrent des veinules plissotées qui s'entrecroisent et se recoupent (planche 7, photos 1 à 4) (1).

Pour expliquer l'origine des filonnets, il paraît difficile d'envisager un mécanisme autre que l'injection. L'anatexie partielle des gneiss, hypothèse soutenue par R.V. Dietrich (1960), se trouve exclue ici par le trop faible degré de métamorphisme ; de plus la composition de mainte veinule (quartz + oligoclase, à l'exclusion de microcline) semble éloignée de celle du minimum ternaire.

En de nombreux endroits (cf. planche 7, photos 1 et 4), on voit des plis à plans axiaux subverticaux reprendre tout à la fois la foliation des gneiss, les veinules blanches et de minces passées concordantes de roche granitique. Il semble improbable que ces plis résultent d'une autre phase que P2. On doit imaginer que les mouvements P2 se prolongeaient pendant la cristallisation du pluton et qu'ils ont déformé des structures P2 un peu antérieures. Le matériel des filonnets aurait donc été injecté relativement tôt pendant l'histoire de l'auréole.

Conclusion : Toutes ces observations révèlent de la manière la plus nette que le plutonisme était synchrone de plissements (2). Mais nous savons aussi que l'auréole n'a cessé de recristalliser qu'après la fin des déformations. Il importe toutefois de préciser cette notion, en

---

(1) Je remercie M. Gravelle de m'avoir autorisé à reproduire ses photos.

(2) La structure isoclinale du proche encaissant est peut-être due à une déformabilité accrue des terrains soumis à l'influence du pluton.

remarquant qu'elle s'applique seulement à l'auréole du pluton. Des mouvements de coulissage continuaient sans aucun doute à affecter d'autres régions du bâti. Nous verrons en effet qu'ils ont accompagné la mise en place du Tesnou, massif certainement postérieur au Tig'elamine.

c - Quelques observations locales

1 - Au large du Tesnou n° 1 (voir figure 16), les gneiss fins sont parcourus par des travées rigoureusement concordantes de granite gneissique (planche 6, photo 2). En approchant du pluton de Tig'elamine, on voit ces bancs s'élargir - passant du décimètre à plusieurs mètres - et le grain du granite augmenter. L'encaissant disparaît tout à fait en quelques centaines de mètres, mais le granite porphyroïde n'apparaît que plusieurs kilomètres à l'Ouest.

2 - Au Nord du Tesnou, le contact du granite gneissique et des gneiss fins est brutal. Mais à 2 km dans l'encaissant, on rencontre une étroite bande de "migmatites d'injection". Elle prolonge vers le Sud la lame granitique concordante qui, comme on peut le voir sur la fig. 2, forme un jalon entre les plutons de Tig'elamine et d'I-n-Debirène. D'où la grande puissance de l'auréole dans ce secteur (plusieurs km).

En quittant l'auréole vers l'Est, on voit les linéations cesser peu à peu de plonger au Nord. Elles passent à l'horizontale, et même s'inclinent de quelques degrés vers le Sud. On peut se demander si l'inclinaison au Nord, observée dans l'emprise du granite, ne serait pas un basculement secondaire dû à un début de diapirisme.

2.2 - LE CONTACT AVEC L'ENCAISSANT DE L'OUEST

Premier tronçon : le "Reg Nathalie"

Le granite tranche à l'emporte-pièce son encaissant de l'Ouest, qui repose sur lui par un contact plat. Au Nord, l'intrusion a très légèrement écarté les bancs, comme on peut le voir sur la photo NG-31 IV-V

n° 235, et donne des cornéennes graphiteuses à andalousite (chiastolite) + cordiérite. Les porphyroblastes sont entièrement séricitisés par de la muscovite deutérique ; ils sont pratiquement post-cinématiques, car les lits graphiteux ne sont presque pas déviés à leur contact : ceci est surtout vrai de l'andalousite que l'on voit pousser en travers du litage, et qui semblerait légèrement postérieure à la cordiérite. On observe aussi des plages de fluorine, et beaucoup de tourmaline brune.

Deuxième tronçon : du "Reg Nathalie" à l'oued Tig'elamine

Ce tronçon correspond aux masses de granite monzonitique dont on peut penser qu'elles sont un peu plus récentes que le granite subalcalin de l'Est. Le contact devient concordant. Quelques travées d'encaissant s'effilochent dans le granite, parallèlement à sa bordure. Elles renferment parfois de petits minéraux séricitisés (andalousites ou cordiérite). Il s'agit donc d'un contact "banc par banc", comme à l'Est du pluton. Mais ici, la zone de passage et l'auréole métamorphique sont beaucoup moins étendues.

Troisième tronçon : le bassin de l'oued Ousadert

Un peu au Nord de cet oued, le massif perd soudain à l'affleurement la moitié de sa largeur et se trouve formé à nouveau par une dominante de granite subalcalin grossier. En contrepartie, l'auréole augmente beaucoup de puissance apparente. Malgré l'abondance du recouvrement par le reg, on devine que la roche plutonique est souvent présente à faible profondeur.

Tout porte à croire que le pluton reste ici essentiellement concordant. J.M. Bertrand a étudié la coupe de l'auréole dans l'oued Ferouten. Il signale une frange interne à sillimanite (Bertrand et Boissonnas, 1970). Dans ses carnets de terrain, il note aussi l'abondance locale du quartz en lentilles et filons, et décrit des plis tardifs à

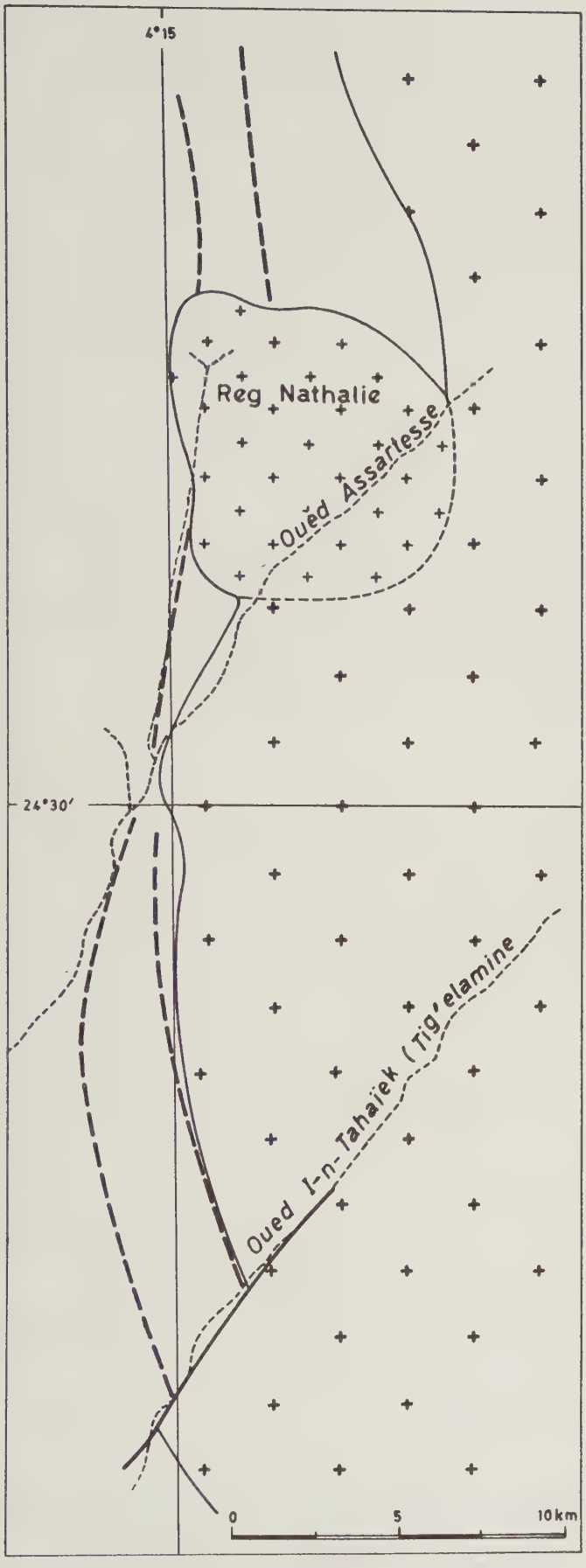


Figure 12 – TRACÉS HYPOTHÉTIQUES DES LIGNES DE FAIBLESSE AYANT CONTROLÉ CERTAINES UNITÉS OCCIDENTALES DU TIG'ELAMINE

plans axiaux obliques sur la direction régionale (style "P3"). On est tenté d'en conclure qu'une ligne de coulissage, analogue à celle de Tinnirt, passe à cet endroit et court parallèlement à la bordure du Tig'elamine. C'est sans doute par un contrôle structural de ce genre que s'expliquent l'alignement et la mise en place des annexes occidentales du pluton (reg Nathalie ...).

D'après l'examen des photos aériennes, voici quel pourrait être le tracé de la ligne supposée (fig.12), entre l'oued Tig'elamine au Sud (oued In-Tahaïek de la carte I.G.N., parallèle 24°20') et le reg Nathalie (parallèle 24°40'). Jusqu'à l'oued Assartesse de la carte I.G.N., elle se voit nettement sur les clichés, 3 km à l'Ouest du pluton dans les schistes pharusiens. Elle semble ensuite rejoindre le contact, le longer plus ou moins, puis buter contre le rebord ouest du reg Nathalie. Au Nord de cette dernière unité, là où les schistes apparaissent un peu rebroussés en éventail par l'intrusion, la ligne passe très logiquement par l'axe de la structure.

Ce tracé est bien sûr hypothétique. Entre les oueds Tig'elamine et In-Tahaïek, on ne peut exclure d'après les photos qu'une autre ligne longe le contact de plus près.

LE TIG'ELAMINE : RESUME, CONCLUSION ET ELEMENTS DE COMPARAISON AVEC LE TI-N-TOUAFA

Sur toute la longueur du pluton, on voit affleurer un granite porphyroïde banal, grossier et plus ou moins orienté, auquel l'abondance du microcline confère un chimisme plus subalcalin que franchement calco-alcalin. Le contact est partout concordant à l'Est, et semble l'être des deux côtés au Sud de l'oued Ousadert. De puissance plus que kilométrique, l'auréole montre une dominante de gneiss fins à oligoclase et biotite (± cordiérite) ; une zone interne à sillimanite apparaît localement. En bordure du pluton, l'auréole renferme d'étroites zones d'injection, où les structures ptygmatiques sont fréquentes. Une bande de granite gneissique, nettement moins riche en microcline que le granite courant, longe le contact à la latitude du complexe granitique de Tesnou. Dans les granites comme dans l'auréole, la fin de la cristallisation semble post-cinématique ; seul le granite gneissique se montre encore laminé à certains endroits.

Vers l'Ouest, la moitié septentrionale du pluton tend à éclater en unités renfermant des granites monzonitiques. Ces derniers, assez divers par leur grain et par leur caractère inégalement porphyroïde, ont des textures plus équantes que celles du granite courant, et montrent des plagioclases mieux zonés qui forment de belles synneusis. On peut en rapprocher une variété de granite monzonitique à grain fin, qui recoupe avec plus ou moins de netteté la roche courante dans l'axe et dans l'Est du pluton. Aussi le secteur occidental serait-il un peu plus récent que les autres.

Selon qu'il limite tel ou tel massif élémentaire, le contact avec l'encaissant de l'Ouest apparaît concordant — et l'auréole consiste comme à l'Est en gneiss fins, — ou discordant — et l'on rencontre parfois des cornéennes à andalousite post-cinématique. De toute manière, la zone d'influence est plus réduite qu'à l'Est ; ceci constitue une présomption de plus en faveur d'un léger décalage dans le temps.

Ainsi, la moitié nord du Tig'elamine est instructive par sa dissymétrie architecturale et pétrographique. Nous reconnaissons là un caractère fondamental du Ti-n-Touafa. Ajoutons ici la possibilité d'opposer deux types de roches de contact : une dominante de gneiss ayant

cristallisé sous tension ; quelques cornéennes vraies, post-cinématiques. Il faut se garder de confondre les gneiss avec des roches du métamorphisme général ; d'ailleurs on y remarque souvent, malgré l'orientation très nette, une texture en mosaïque qui les apparente à des cornéennes et prouve qu'ils ont fini de cristalliser après l'arrêt des déformations. Cette auréole gneissique, avec sa zonation rapide et importante, n'est pas sans rappeler le "plutonométamorphisme" lié aux vieux granitoïdes hercyniens du Portugal (Oen, 1970).

De même qu'au Ti-n-Touafa, il semble que des accidents subméridiens soient responsables de cet agencement dissymétrique. Le granite gneissique de l'Est, avec ses textures de laminage que l'on n'observe ni dans l'auréole ni dans le pluton, jalonne peut-être le passage d'une telle dislocation[1]. Quant aux satellites occidentaux (Reg Nathalie et son prolongement vers le Sud), ils s'aligneraient aussi à proximité d'une ligne de faiblesse.

---

(1) Autre explication possible, quoique moins probable, de l'existence du granite gneissique : ce serait une bordure protoclastique due à une montée diapirique du pluton.

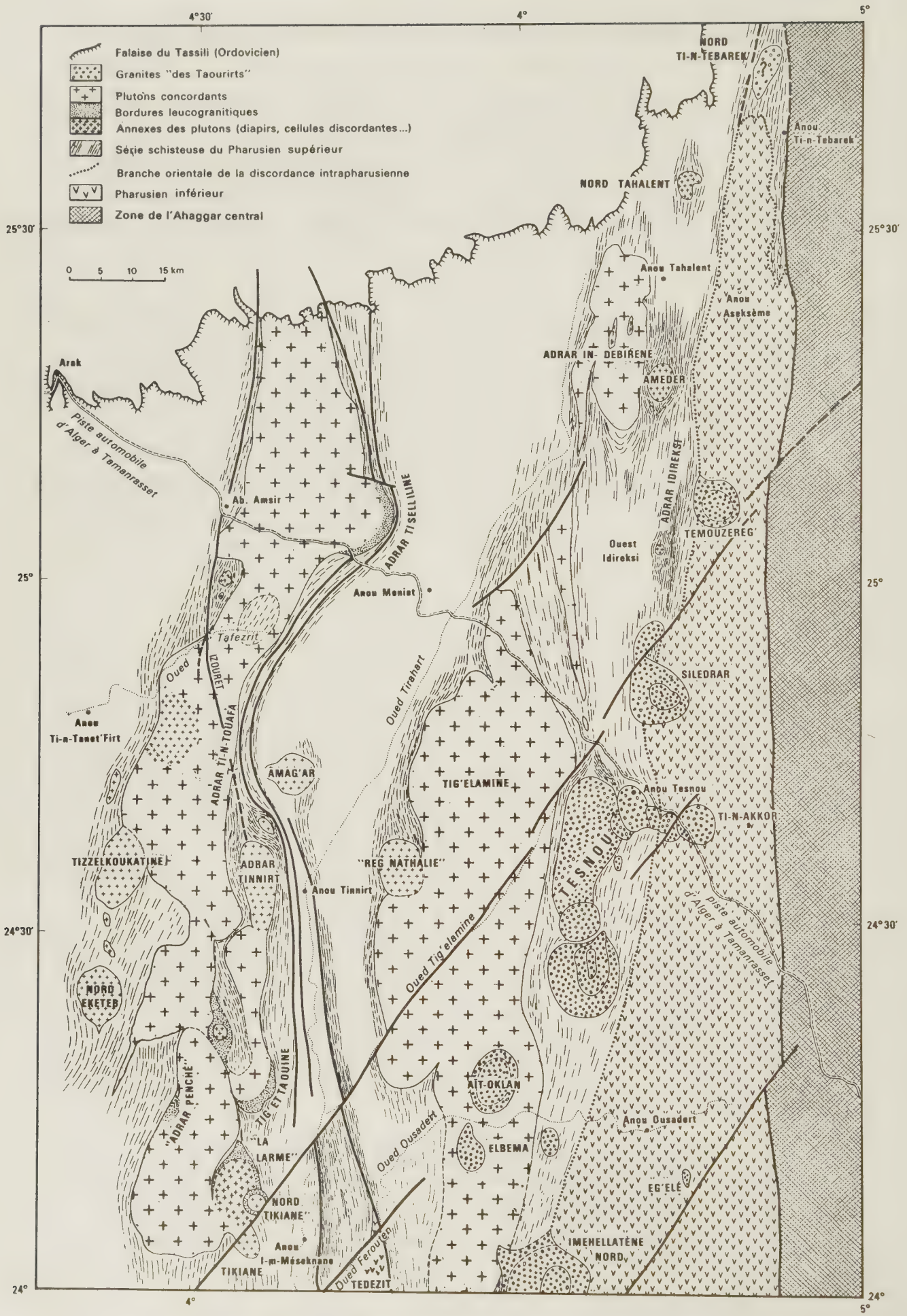


Figure 2 - RÉPARTITION DES GRANITES DANS LE NORD DU FOSSÉ PHARUSIEN

SECTION B

LES GRANITES DES ENVIRONS D'ASEKSEME

Ils affleurent dans les contreforts et dans les premiers gros reliefs de l'Ifetesene, important complexe montagneux qui se soude vers le Nord au plateau du Tassili (figure 2). Je n'y ai fait qu'une reconnaissance rapide.

C'est à propos de cette région qu'a été formulée pour la première fois l'idée d'une discordance intrapharusienne. F. Cachau (1964) distingue en effet :

1 - une série inférieure, basique, granitisée,

2 - une série supérieure, discordante sur la précédente, à dominante volcanique acide, mais avec des intercalations sédimentaires. Elle comprend, dans le secteur de l'Adrar Idireksi :

- des rhyolites basales, au pied est de l'Adrar,
- un ensemble de cipolins, grès et conglomérats. La barre puissante de l'Adrar Idireksi correspond à un synclinal pincé.

Il m'a paru utile de rappeler ainsi un travail que son caractère inédit condamne à être trop peu connu. Mais je ne suis pas en mesure d'établir des corrélations précises avec les formations 1 à 4 de Tinnirt.

1 - LE PLUTON D'I-N-DEBIRENE (OU DE TIDAFLI [1])

Ce massif ne mesure à l'affleurement que 35 km de long et environ 10 km de large, mais s'enfile vers le Nord sous son encaissant puis sous le Tassili. J'en ai visité le quart SE. F. Cachau (1964) signale une cristallisation grossière et fréquemment orientée N-S. A l'Est cependant, le grain reste moyen.

Très net, le contact est jalonné de pegmatites à tourmaline ou à muscovite, apatite et grenats, qui abonderaient surtout dans l'apophyse SW du massif (Cachau).

L'auréole de contact est importante. F. Cachau la représente sur sa carte avec une épaisseur apparente d'en moyenne 2 ou 3 km à l'Est, et 6 km à l'Ouest où des zones de migmatites existent en dehors du pluton. Elle consiste en micaschistes et en gneiss fins du type rencontré au Tig'elamine. La biotite dessine une belle linéation minérale qui, au SE, plonge de 10 à 15° vers le Sud. On connaît ainsi le plongement axial du pluton à cet endroit.

Dans l'encaissant est et sud, on n'observe pas le régime isoclinal à plans axiaux très redressés qui caractérisait les abords orientaux du Tig'elamine. Le massif occupe en concordance absolue une large voûte anticlinale, dessinée par la foliation des roches de contact. Quelques alternances de bancs plus ou moins compacts semblent indiquer que cette foliation correspond à la stratification ou à une éventuelle schistosité S1. La charnière est bien marquée dans l'encaissant sud (photo aérienne NG 31 X-XI, n° 445), et plusieurs lambeaux de la série flottent plus au Nord sur les reliefs granitiques.

---

(1) A l'avenir, mieux vaudra adopter le second de ces noms. Ils figuraient tous deux sur les croquis topographiques du BRGM. Le premier s'appliquait mieux au secteur qui nous intéresse. Mais la coupure Ifetessene de l'IGN, comme d'ailleurs la vieille carte au 1/1 000 000, ne fait état que d'un Adrar Tidafli, correspondant à la partie nord du pluton et à son encaissant nord est.

2 - LE DIAPIR DE L'OUED AMEDER

L'I-n-Debirène est flanqué à l'Est par la petite intrusion d'Ameder, que je propose de nommer ainsi d'après l'oued qui la traverse. Ce diapir mesure environ 5 x 4 km et se voit très bien sur la photo aérienne NG 31 X-XI, n° 366.

Le granite, en toute rigueur un granite monzonitique peu porphyroïde à grain moyen, est formé d'oligoclase, de microcline quadrillé peu perthitique, de biotite brune, d'apatite ... On note des textures compatibles avec une mise en place syncristalline et forcée ("forceful injection") : plagioclases à macles brisées puis ressoudées, quartz roulant, quelques biotites tordues, et perthites en flammes limpides à bords nets.

Malheureusement, la bordure du diapir n'est guère observable ; j'ai cependant noté à l'Est quelques filons concordants de granite dans l'encaissant. Ce dernier, dévié des deux côtés, pend vers l'Est. Il comprend notamment des cipolins et des tufs rhyolitiques : les premiers semblent plus abondants à l'Est qu'à l'Ouest ; le diapir se trouverait donc sur une discontinuité lithologique. La discordance intrapharusienne, site d'un laminage important, ne passe que 2 km plus à l'Est.

Dans l'axe du pointement, 2 km au Sud, on observe des microstructures tout à fait remarquables (planche 5, photos 4 et 5). La roche est découpée en planchettes qui plongent de 15° au Sud. C'est le débit S_γ de Tinnirt : on devine encore des virgules de quartz, repliées à plat sur elles-mêmes, ainsi que le fantôme hésitant de la stratification. Mais contrairement à ce qui se passe à Tinnirt, on ne remarque pas à l'oeil nu de recristallisations notables dans ces plans.

Quant aux structures de type P3-S3, elles existent, mais paraissent assez rares. Nous n'avons pas d'indication précise sur le rôle, infiniment probable malgré tout, d'un coulissage le long de l'accident tout proche.

Remarque : 15° Sud, c'est non seulement le pendage de Sγ au Sud du diapir d'Ameder, mais aussi, à peu de chose près, le plongement axial du pli de l'I-n-Debirène. Puisque l'environnement de l'Ameder a été soulevé par l'intrusion, on peut se demander si l'I-n-Debirène ne serait pas, lui aussi, remonté par diapirisme en entraînant son encaissant. En l'absence d'autres données, il n'est donc pas certain que 15° Sud représente le véritable plongement axial des grands plis de type P2 dans la région. Cette question s'est déjà posée à propos du Tig'elamine (p. 97).

3 - AUTRES DIAPIRS

OUEST IDIREKSI (Planche 5, photo 3)

Un petit diapir - il ne mesure que 1 000 à 1 500 m de diamètre - se niche au pied Ouest de la crête d'Idireksi. Comme l'Ameder, il est monté le long du contact entre une formation schisteuse, située à l'Ouest, et des cipolins, ici très puissants. L'ensemble donne une photo aérienne vraiment unique en son genre (NG 31 X-XI, n° 547). F. Cachau place la discordance intrapharusienne 3 km à l'Est. Le contact du diapir est net aux rares endroits où il affleure. Au Nord et au Sud, c'est-à-dire dans l'axe du dispositif, les schistes se montrent très froissés, et cela sans ordre.

La roche, qui a un grain moyen, semble se placer entre les granites monzonitiques et les granodiorites. Elle est remarquable par l'automorphie des biotites et des plagioclases. Ces derniers sont trapus. Le feldspath potassique, très finement perthitique, très peu quadrillé, occupe les vides polyédriques de cet assemblage et tend à englober les plagioclases. Le quartz est très rassemblé.

Il est rare d'observer à l'échelle grenue une texture magmatique aussi intacte, que les transformations postmagmatiques n'ont pas altérée.

On a de bonnes raisons de croire que cette petite intrusion est satellite d'un pluton concordant, tout comme l'Ameder l'est de l'I-n-Debirène. Ce pluton ne serait autre que le prolongement de l'I-n-Debirène en profondeur, signalé à l'affleurement par des migmatites (carte de F. Cachau).

NORD TAHALENT

Perdu à 15 km au NW d'Aseksème dans les reliefs inextricables de l'Ifetesene, ce massif reste fort mal connu. La photo aérienne NG 31 X-XI, n° 227, laisse deviner une tendance à l'enveloppement par la série encaissante, mais le granite est peu dégagé par l'érosion et les mouvements des couches se voient assez mal. Dans le détail, j'ai observé au Sud une limite concordante, mais aussi un contact discordant, marqué sur 10 cm par une brèche d'intrusion à petits éléments déplacés.

Le granite, subporphyroïde et assez grossier, renferme microcline perthitique, oligoclase un peu zonée, biotite brun-rouge à laquelle s'associe un peu de muscovite d'aspect primaire. La texture est plus "calme" que dans l'Ameder, moins qu'à Ouest Idireksi : on note encore des protoclases.

Le Nord Tahalent est situé sur l'axe Ameder-Ouest Idireksi. En commun avec le 2ème de ces massifs, il montre des pegmatites et filons à quartz noir : d'où un air de famille sur le terrain, malgré des différences minéralogiques notables. Le Nord Tahalent se trouve aussi en position de satellite par rapport au pluton d'I-n-Debirène, qui semble encore présent sous les schistes jusqu'à cette latitude.

CONCLUSION

Le couple I-n-Debirène-Ameder est un nouvel exemple de dispositif associant un pluton concordant et une petite intrusion mise en place tout à côté par écartement de la série encaissante. Si l'on admet que l'I-n-Debirène se prolonge au Nord et au Sud sous la surface topographique, le schéma s'enrichit de deux autres intrusions satellites, plus petites encore et assez différentes par la composition : Ouest-Idireksi et Nord-Tahalent. L'ensemble des trois pointements s'aligne parallèlement à une ligne structurale toute proche, parallèlement aussi à la direction axiale des grands plis du Pharusien supérieur. La ligne structurale en question est la discordance intrapharusienne (branche orientale).

Il existe des raisons de croire qu'un accident suit le tracé de cette discordance : on connaît des granites laminés à l'Est de l'Adrar Idireksi. Plus au Sud, la faille a été repérée au voisinage des Taourirts de Tesnou et d'Imehellatène, et je montrerai plus loin qu'elle devait coulisser pendant la formation de ces deux massifs. Ne serait-ce que pour cette seule raison, il est très probable que la dislocation a joué, comme à Tinnirt, avant la fin de l'activité des plutons concordants.

On doit penser aussi que les diapirs n'auraient sans doute pas autant déformé les schistes environnants si celui-ci n'avait été maintenu sous tension par des mouvements du bâti : quand l'induration des terrains progresse en fin d'orogenèse, les granites intrusifs se mettent en place par abattage et non par refoulement, même si l'encaissant est schisteux.

NOTE SUR LES PLUTONS CONCORDANTS DU SUD DU FOSSE PHARUSIEN

- 0 -

Le Sud du fossé est resté en dehors de mon terrain de parcours. Or le granite forme d'immenses portions de ce territoire complètement aplani. Voici un aperçu de ce que la bibliographie nous apprend sur ces plutons. Nous aurons à l'utiliser dans la seconde partie du mémoire.

Au Sud du parallèle 22°30', les grandes masses de l'Imezzarène et de l'Est d'I-n-Tedeini, très ramifiées à l'affleurement, correspondent peut-être à un pluton unique (cf. page 3'). Par le type, sinon par la continuité en profondeur, on doit leur rattacher le massif de Ti-n-Zaouatène dont M. Lelubre (1952) s'est servi pour nommer cette catégorie de granites sahariens. L'analyse chimique donnée par Lelubre (t. II, p. 59) est celle d'un granite monzonitique ou d'une granodiorite (annexe III, anal. D). Je reviendrai ci-après sur l'Imezzarène.

Le vaste ensemble appelé "granite des Iforas" (Karpoff, 1949 et 1960), comprend divers massifs, parfois gigantesques. Seuls les plus orientaux, qui sont parmi les moins étendus, se trouvent dans le fossé pharusien ; ils incluent notamment le pluton de Ti-n-Zaouatène (R. Karpoff et M. Lelubre s'accordent sur l'équivalence de leurs rubriques "Iforas" et "Ti-n-Zaouatène").

Le mémoire de Karpoff donne l'impression que le type "Iforas" présente une grande variété de faciès et de compositions chimiques, allant des granodiorites aux granites alcalins. Il n'est pas sans intérêt de remarquer que l'auteur signale des pegmatites à muscovite et grenat à Ti-n-Zaouatène même, nous faisant ainsi penser au Tinnirt Nord et à l'I-n-Debirène (1).

Sur les trois analyses fournies par R. Karpoff (1960, p. 146), je garderai les deux qui concernent des échantillons prélevés dans le fossé pharusien centro-occidental (annexe III, analyses E1 et E2). L'auteur notait la ressemblance entre A.191, granodiorite à amphibole et biotite, et l'échantillon Lelubre (D). Ajoutons-y une parenté avec les faciès les moins alcalins du Ti-n-Touafa- D. 203 est une variation franchement granitique à biotite et grenat.

L'Imezzarène

Les relations avec l'encaissant sont du type observé au contact oriental du Tig'elamine. M. Gravelle écrit en effet (1969, t.II, p.C.17) :

---

(1) D'autre part, les granites du type Ti-n-Ezemmane de Karpoff (plus ou moins équivalents du type Chet-ouan-Allah de Lelubre) correspondent peut-être au granite monzonitique à grain fin qui recoupe le granite subalcalin grossier du Tig'elamine. Mais ils semblent un peu plus alcalins, si l'on en juge par les analyses (Karpoff, 1960, p. 150).

"Le vaste massif de l'Imezzarène présente à l'échelle régionale des contacts concordants avec les structures de la série gréso-pélitique encaissante. Ce critère cartographique souligne déjà, assez clairement, le caractère syncinématique de cette intrusion ... Des arguments structuraux renforcent en outre ce point de vue :

- l'existence fréquente d'une foliation, plus accusée sur les bordures du pluton ;

- l'allure particulière du stockwerk filonien qui, sur quelques mètres ou quelques décamètres, auréole le granite. Filonnets aplopegmatitiques et veines granitiques se disposent en effet de façon préférentielle parallèlement aux surfaces de feuilletage des gneiss encaissants, sont replissés avec elles et manifestent souvent un boudinage accentué ...".

L'auteur donne de belles photos de plis ptygmatiques et, plus généralement, des déformations subies par les veinules aplopegmatitiques (1).

Par ailleurs, il fournit 2 analyses du granite (annexe III, F1 et F2), que les paramètres de Niggli placent au milieu de l'essaim des points représentatifs du Ti-n-Touafa et du Tig'elamine (mais l'ensemble de toutes ces analyses provient de 2 laboratoires différents, et l'échantillonnage n'a pas été d'une qualité homogène).

Au NE du pluton d'Imezzarène se détache une apophyse que coiffe le leucogranite de Tihoiiarène. Comme nous le verrons dans la seconde partie du mémoire, il y a là un curieux point de convergence avec l'architecture de nombreux Taourirts. Après avoir décrit ces derniers, je reviendrai donc sur le Tihoiiarène dans un chapitre consacré à des cas ambigüs (2ème partie, chapitre XII).

---

(1) Voir ci-après les photos 1 à 4 de la planche 7.

CHAPITRE V

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE :

LES GRANITES SYNOROGENIQUES CONCORDANTS DU FOSSE PHARUSIEN :

PROBLEMES GENETIQUES

- 0 -

1 - RAPPEL

Cette première partie du mémoire était consacrée à quelques uns des massifs synorogéniques concordants qui traversent le Pharusien supérieur dans le Nord du fossé. En premier lieu, des grands plutons d'allongement subméridien, peu étudiés dans le détail mais suffisamment explorés pour la mise en évidence d'une architecture complexe, d'une composition assez variée et d'un gisement plus ou moins circonscrit. J'ai résumé aux pages 52 et 100 les caractères du Ti-n-Touafa et du Tig'elamine : on en retiendra surtout qu'à la masse concordante, formée de granite calco-alcalin potassique, s'ajoutent des unités plus circonscrites et localement discordantes de granite monzonitique. Moins étendu et encore moins connu, l'I-n-Debirène ne semble pas aussi compliqué.

L'accent a été mis sur des massifs plus restreints mais non moins intéressants : il s'agit de petits diapirs circonscrits, au contour arrondi ou lenticulaire, qui pointent à proximité des grands plutons. Dans la mesure où certains usages nous autorisent à parler d'un "diapirisme granitique", nous avons ici d'excellentes illustrations du phénomène. Pendant la montée des granites, l'encaissant se déformait de telle manière que ses bancs apparaissent ployés autour des corps intrusifs. Le dessin concordant des contacts est ici le résultat d'une accordance plus ou moins forcée. Dans ce mémoire, le terme "diapir" n'est jamais utilisé pour les massifs mis en place dans un cadre rigide.

Tous ces cas de diapirisme s'expliquent par le même concours de circonstances : une dislocation majeure longeant à quelques kilomètres la bordure du pluton et jouant en coulissage pendant l'activité de celui-ci. Dans chacun des exemples étudiés, l'accident se trouve à l'Est du pluton : branche majeure de la discordance intrapharusienne, pour les diapirs de Tinnirt, branche orientale de cette même discordance, pour les diapirs de la feuille Aseksème-Ifetessene.

Mais le diapir supposé du Sud d'Amsir (fig. 2) suggère que le dispositif pouvait aussi exister à l'Ouest (1). Il est important de souligner que les plutons et les dislocations mentionnées ici sont parallèles aux grandes lignes structurales du Pharusien.

Dans le secteur de Tinnirt, le mouvement de coulissage a relayé peu à peu le serrage qui s'était manifesté à l'échelle du fossé. Le diapirisme était synchrone de la phase coulissante, laquelle avait tendance par elle-même à plaquer l'encaissant sur les corps granitiques selon un système de plis obliques. Il n'en est pas moins vrai que les granites jouaient un rôle actif en refoulant la série pharusienne.

Dans la région d'Aseksème, moins étudiée, on voit surtout des preuves du refoulement actif par la montée diapirique. Mais il est probable que, comme à Tinnirt, l'encaissant était soumis à une contrainte régionale.

---

(1) Le granite du "Reg Nathalie" suggère la même chose, mais l'écartement des strates paraît moins net et le contexte structural reste assez hypothétique.

2 - REMARQUES SUR LA GENESE ET LA MISE EN PLACE DES PLUTONS

2.1 - ORIGINE ET PROVENANCE DES MAGMAS : ASPECT GENERAL DU PROBLEME

Preuves de l'existence d'une phase fluide pendant la cristallisation des plutons

Enumérons quelques uns des faits significatifs :

- Les zonations oscillantes des plagioclases et les accolements en synneusis (Vance, 1962 et 1969), détails particulièrement nets dans les granites monzonitiques occidentaux du Tig'elamine et du Ti-n-Touafa.

- L'existence des schlieren surmicacés dans l'Ouest du Tig'elamine ; ces schlieren en arcs et en guirlandes doivent être considérés comme des figures d'écoulement (voir au chapitre XIII).

- La montée diapirique des massifs annexes, fait d'autant plus inconcevable à l'état solide que l'on n'observe pas toujours de protoclases [1].

- L'homogénéité apparente de la composition sur des étendues qui dépassent la dizaine, voire la centaine de km2, alors que la série pharusienne, loin de ne comporter que des tufs acides, renferme aussi des termes grauwackeux (analyse 13).

---

(1) Il est possible que chaque pluton ait dans son ensemble eu tendance à monter par diapirisme. Mais la déformation résultante de l'encaissant n'est pas analysable au stade actuel des études.

Fusion sialique ou fusion infracrustale ?

Deux groupes d'arguments semblent exclure que le magma ait été produit par la fusion de la série pharusienne au niveau d'affleurement ou un peu en-dessous.

1. Jusqu'à présent, on n'a pas noté d'association à sillimanite-orthose dans les auréoles, malgré une composition *"a priori"* favorable. Les migmatites observées à la périphérie des plutons sont d'extension restreinte. Souvent même elles font défaut. Pour elles, rien ne paraît s'opposer à une origine par injection plutôt que par fusion partielle *"in situ"*.

2. Certaines unités apparaissent nécessairement allochtones car tout à la fois, elles ont un chimisme monzonitique, elles sont limitées par des contacts nets et elles se trouvent en fort déséquilibre thermique avec leur encaissant épi- à mésozonal. Citons : les diapirs accolés qui constituent le Sud du Ti-n-Touafa, le Reg Nathalie dont la roche tend même vers une granodiorite, et plus généralement les zones occidentales des deux grands plutons étudiés ici. D'ailleurs, on peut en dire autant du Ti-n-Touafa dans toute sa moitié nord, qui est étroite et presque circonscrite.

Il nous faut par conséquent admettre une fusion en profondeur, au moins pour ces unités "nécessairement allochtones". Pour les grandes masses du granite potassique courant, nous verrons que la question se pose de manière plus complexe et subtile.

Reste alors à déterminer si ce qui a fondu faisait partie de la croûte sialique (le fond du fossé et son soubassement supposé[1]), ou était du matériau infracrustal.

---

(1) Il n'est pas évident que la série volcano-détritique du Pharusien supérieur repose partout sur du Pharusien inférieur ou sur des roches sialiques plus anciennes. Pour R. Caby (1970), la "série verte" du rameau occidental de la chaîne s'est déposée sur de la croûte océanique, hypothèse à ne pas exclure ici.

On sait que la géochimie isotopique peut fournir des éléments de réponse à cette importante question. Une mise au point récente (Faure et Powell, 1972 [1]) sur les rapports initiaux Sr^{87}/Sr^{86} des granitoïdes nous apprend que :

- A peu près 50 % des massifs étudiés ont des rapports faibles ($\sim$ 0,702 à 0,706), comparables à ceux des basaltes océaniques, et n'auraient donc incorporé que peu de matériau sialique.

- Environ 20 % des massifs ont des rapports aussi élevés - ou plus élevés - que le rapport moyen Sr^{87}/Sr^{86} de la croûte continentale à l'époque de leur formation. Ils proviendraient en grande partie du recyclage de roches sialiques.

- Si l'on raisonne en volume, et non plus avec le nombre des massifs, il apparaît que les rapports initiaux de la plupart des granitoïdes sont intermédiaires (0,707 ± 0,001). Ceci suggère une origine, soit par fusion partielle de croûte profonde ayant un rapport Rb/Sr approprié, soit par mélange de matériel basaltique et sialique.

L'exemple de l'Ouest Américain est révélateur de la complexité du problème.

Selon un schéma qui fut longtemps classique, on avait proposé pour les plutons de la Sierra Nevada une origine par anatexie de métasédiments au fond d'un géosynclinal "invaginé" (2) (Bateman et Eaton, 1967). Les rapports initiaux Sr^{87}/Sr^{86} semblaient assez faibles - de l'ordre de 0,707 (Hurley et al. 1965) - mais ceci ne contredisait pas nécessairement la théorie du contexte géosynclinal : en effet, les métasédiments eux-mêmes ont fourni des rapports faibles, sans doute parce qu'ils sont riches en matériel volcanique provenant du manteau (Peterman et al. 1967). Mais un volant serré d'arguments paléogéographiques et structuraux, s'ajoutant aux données isotopiques, permet en fait d'écarter ce modèle géosynclinal (Kistler et al. 1971) ; on en revient alors à une explication proposée antérieurement par Hurley et al. (op. cit.), c'est-à-dire une fusion dans le manteau supérieur ou à la base de la croûte, éventuellement suivie d'assimilation des terrains traversés par le magma.

---

(1) Bibliographie arrêtée en août 1971.

(2) En Anglais : downbuckled, downwarped.

On sait d'autre part que l'origine des granitoïdes calco-alcalins aux dépens du manteau est argumentée par des résultats expérimentaux (Green et Ringwood, 1968 ; Piwinskii et Wyllie, 1968). Selon les cas, il y aurait ou non eu mélange avec du matériau sialique.

Nous manquons de données géochimiques et structurales sur les plutons du Pharusien supérieur. Aussi est-il difficile de bien cerner leur cas à la lumière du rappel bibliographique qui précède. Cependant, le caractère composite de ces massifs nous incite à ne pas nous en tenir là, et à rechercher une certaine variété de mécanismes.

2.2 - LE GRANITE COURANT DES PLUTONS ET LE PROBLEME DE LA PLACE

L'énorme développement des granites dans le fossé pharusien - notamment dans toute la moitié sud - pose avec acuité le problème de leur mise en place. Il reste donc tentant, malgré la discussion qui précède, d'envisager la fusion totale de la série pharusienne à l'emplacement occupé par le granite potassique des plutons.

La fusion anatectique de la série pharusienne : éventualité et limites du phénomène

Partons de considérations structurales. Dès le début de son histoire, le fossé a été découpé en tranches par de nombreux accidents méridiens qui devaient descendre jusqu'au manteau : ceux-ci nous sont connus dans la mesure où ils ont rejoué en fin d'orogenèse. Certaines conditions étaient donc réunies pour un fort resserrement des isothermes.

Supposons alors qu'avant le début du plutonisme granitique, et à une profondeur correspondant au niveau d'affleurement, la série du Pharusien supérieur se soit trouvée dans les conditions suivantes du faciès schistes verts : 2,5 kb (pression solide admise à Tinnirt) et 450° (juste avant la zone à biotite). L'ascension de magmas basiques le long des accidents méridiens allait faire fondre la base de la série. Au-dessus, les surfaces isothermes dessinaient une arche axée sur le fossé, ce qui implique l'existence

d'un gradient thermique dans le plan horizontal (1).

Peut-on chiffrer ces gradients, même de façon très approximative ? La bibliographie nous propose des valeurs étonnamment élevées : de l'ordre de 150° par km (voir Brown et Miller, 1969) et même bien davantage. Par comparaison avec ces données, il ne semble pas déraisonnable de postuler un gradient latéral de 50 à 100° par km. Avec les conditions de départ admises au début de cette discussion, on arrive à l'anatexie commençante, en 3 à 5 km dans le plan de l'affleurement, plus vite encore le long d'une verticale. En conséquence, le granite potassique à gros grain correspondrait pour une partie très importante de sa masse à une zone où le Pharusien supérieur pouvait fondre. Bien que la composition moyenne de la série pharusienne ne soit guère connue - sans doute se place-t-elle entre celle des volcanites acides et des grauwackes - on ne doit pas exclure un caractère relativement fusible(2). Mais il se pose alors le problème de l'origine du potassium, cet élément semblant plus abondant dans le granite que dans la série (comparer les analyses 5, F1, F2 avec les analyses 6, 10, 11 et 12) : nous devons donc admettre en même temps la probabilité d'apports profonds.

Ceci dit, l'anatexie n'explique, ni la formation du granite dans les secteurs apicaux et bordiers, ni tel ou tel aspect de passage assez progressif à l'encaissant (par exemple, les travées de granite gneissique à l'Est du Tig'elamine). Il s'y ajoute des phénomènes d'injection à la périphérie de la zone anatectique.

Peut-on compter sur une étude isotopique du strontium pour préciser ces questions ? L'isochrone sommaire de l'Imezzarène (Gravelle, 1969) tend à suggérer un rapport initial faible pour le granite potassique courant. Mais même si des recherches ultérieures viennent confirmer ces résultats, elles n'en auront pas pour autant démontré une origine infracrustale. La richesse de l'encaissant en méta-volcanites et l'instabilité du domaine pharusien laissent en effet prévoir que Sr^{87}/Sr^{86} initial se révèlera faible dans tout le remplissage du fossé.

---

(1) Notons que R. Black (1967) a tenté d'expliquer l'apport de chaleur dans le fossé par l'activité persistante des granites suggariens en profondeur.

(2) D'où peut-être l'absence de restites au cœur des plutons.

Conclusion

La série pharusienne se retrouve dans le granite courant, soit qu'elle ait fondu par anatexie régionale, soit qu'elle ait été assimilée par des magmas d'origine profonde. A la lumière des idées modernes, il apparaît très probable qu'une partie du matériau provient effectivement de la profondeur ; notons cependant que l'on ne connaît pas de corps basiques associés, et que nous sommes ainsi privés d'un bon argument.

Note ajoutée pendant le tirage

Un article récent (Hietanen, 1973) montre comment, à l'aide des implications pétrogénétiques de la théorie des plaques, l'on peut concevoir une origine de granitoïdes par mélange de magmas infracrustaux et de magmas formés par anatexie sialique. Mais s'il est tentant d'appliquer cette théorie à une explication du magmatisme dans le fossé pharusien, nous n'en sommes pas encore à retrouver les anciens plans de Benioff...

2.3 - LES SATELLITES INTRUSIFS DES PLUTONS.

a - Les unités circonscrites de granite monzonitique dans l'Ouest des plutons de Ti-n-Touafa et de Tig'elamine.

La mise en place de ces unités semble un peu postérieure à l'élaboration du granite potassique courant. Il arrive en effet (Reg Nathalie) qu'elles tranchent net la série pharusienne, préalablement plissée par la phase P2 et devenue presque rigide. Rappelons d'autre part que des travées de granite monzonitique fin recoupent la roche banale.

En montant, le magma traversait le granite potassique plus ou moins cristallisé. Au contact de l'encaissant, il cheminait par abattage, et assimilait sans doute les panneaux abattus. Parfois un certain refoulement diapirique du cadre fournissait une solution partielle au problème de la place (Nord du Reg Nathalie).

Dans beaucoup de ces unités, on observe des synneusis, des tourbillons surmicacés et des textures plus ou moins équantes : ce sont là de bons indicateurs de fluidité du magma. A l'opposé, le granite potassique grossier, dont l'intervalle de cristallisation était plus faible et dont les minéraux apparaissent souvent xénomorphes, n'a jamais passé par un état aussi fluide.

Etant alignés sur des lignes de faiblesse, ces massifs satellites illustrent bien le fait que l'activité plutonique tendait à se concentrer sur des linéaments étroits. Il semble évident que les lignes de faiblesse observées en surface correspondent à des accidents profonds, qui ont canalisé un surcroît de flux thermique à la base de l'édifice orogénique et imposé l'emplacement des zones de fusion. L'apport de chaleur traduit vraisemblablement la montée de masses basiques.

b - Les diapirs de Tinnirt et d'Aseksème

Si le contrôle des diapirs par des lignes de faiblesse évoque en plus net le cas des unités alignées dans l'Ouest des plutons (Reg Nathalie, Tizzelkoukatine, Nord Eketeb ...), le refoulement complet de l'encaissant rend négligeable ici la part de l'abattage et de l'assimilation. Cette nouvelle modalité de la mise en place provient de ce que les accidents-guides coulissaient plus activement pendant la montée des magmas, et aussi de ce que l'encaissant était plus déformable : d'où l'idée que peut-être, les diapirs sont antérieurs aux satellites occidentaux.

> Il convient cependant de manier avec prudence ce genre de raisonnement. A l'intérieur d'un groupement de massifs contrôlés par la même ligne stucturale, on a le droit de dégager une chronologie relative : le granite de l'oued Amag'ar semble postérieur aux diapirs de Tinnirt, le Taourirt de Tesnou (voir chap. VII) est venu après les diapirs d'Aseksème. Mais il serait hasardeux de raisonner sur deux lignes de faiblesse qui n'ont sans doute pas cessé de coulisser au même moment.

Chacun des diapirs est de constitution très homogène. Mais on note à cet égard des différences prononcées de l'un à l'autre, ce qui exclut des conditions uniformes de pétrogenèse. L'Adrar Tinnirt se présente comme une différenciation alcaline du Ti-n-Touafa, pluton dont l'ensemble paraît nettement allochtone et dont toute la partie sud semble formée de grands diapirs acculés. Le cas du Tinnirt Nord, longuement discuté aux pages 74 à 76, est celui d'une petite bulle para-autochtone, née dans des conditions d'exceptionnelle richesse en eau. Enfin, les diapirs des environs d'Aseksème, bien que dissemblables entre eux, ont une composition moyenne de granite franchement calco-alcalin, qui suggère une origine profonde. Ce ne sont pas à proprement parler des dépendances du pluton d'I-n-Debirene ; ils traduisent une persistance - ou mieux, un renouveau sporadique - de l'activité endogène aux abords d'un grand accident.

DEUXIEME PARTIE

LES DERNIERS GRANITES DU FOSSE PHARUSIEN ("TAOURIRTS DU FOSSE") ET LEURS STRUCTURES CONCENTRIQUES

CHAPITRE VI

INTRODUCTION A L'ETUDE DES TAOURIRTS DU FOSSE PHARUSIEN

LES AVATARS DU MOT "TAOURIRT"

Les Touaregs appellent "taourirt" un relief aux flancs lisses, modelé en dômes ou en pains de sucre. J. Bourcart précisait en 1923 qu'il s'agit de formes granitiques. Allant plus loin, M. Lelubre (1952) regroupait dans une seule famille la plupart des massifs ayant cette morphologie : les "granites des Taourirts" (ou : "les Taourirts", mais surtout pas : les "granites Taourirts" comme l'écrivent trop d'auteurs) s'identifiaient ainsi avec l'immense majorité des granites post-tectoniques de l'Ahaggar.

M. Lelubre insistait sur l'homogénéité de cet ensemble. A l'échelle où il se plaçait, l'essentiel était en effet d'avoir compris que tous les granites circonscrits et discordants se rattachent au cycle pharusien, quel que soit leur encaissant.

Or les études de détail ont peu à peu fait apparaître une réelle diversité. Chaque grande unité structurale de l'Ahaggar renferme son propre groupe de granites post-tectoniques. D'autre part, il faut bien reconnaître que des coupoles et des pains de sucre s'observent aussi dans les parties non encore arasées des plutons concordants : le Ti-n-Touafa en montre des exemples très remarquables [1] (planche 2, photo 1).

---

(1) Il n'en résulte pas que la définition de M. Lelubre soit ambigüe. Au contraire, le critère morphologique paraissait si net que M. Lelubre s'en servait pour classer avec les Taourirts des massifs dont il avait vu les reliefs de loin, sans pouvoir en approcher : Tinnirt, Tig'ettaouine et Ti-n-Touafa par exemple.

Dans ces conditions, que faire de l'expression "granites des Taourirts ? L'abandonner ? Mais elle est très employée, presque classique ; l'ambiguïté légère qui naît du double emploi avec les reliefs de certains plutons concordants n'a jamais eu de conséquences pratiques. N'appeler "Taourirts" que les granites d'un seul groupe ? Solution illogique : sur les deux grandes montagnes dont le nom commence par "Taourirt", l'une -le T. tan-Ataram - se trouve dans le fossé pharusien, l'autre -le T. tan-Afella - dans le compartiment de l'Ahaggar central.

Il ne restait donc qu'une possibilité : distinguer les "Taourirts du fossé pharusien" et les "Taourirts de la zone centrale". Cette formulation peut paraître un peu lourde, mais elle est claire ; l'expérience montre aussi qu'elle surgit tout naturellement dans la conversation.

LES "TAOURIRTS" DU FOSSE PHARUSIEN DANS LE PAYSAGE

Ce paragraphe laisse de côté la genèse des coupoles à flancs lisses, la desquammation des granites post-tectoniques, les facteurs responsables du modelé propre aux roches granitiques. Ces problèmes ont une importance capitale, mais je ne les ai guère étudiés, et une revue bibliographique nous entraînerait beaucoup trop loin. Il valait néanmoins la peine de présenter les photos de certains détails curieux ou remarquables, et de les commenter assez longuement (planche 1).

Entre les reliefs résiduels des grands plutons et ceux des Taourirts, on constate parfois une ressemblance indéniable, due à la similitude occasionnelle des roches. Mais grâce à leur richesse pétrographique, les massifs des Taourirts offrent une plus grande variété d'aspects : depuis l'aiguille très diaclasée jusqu'à la dalle bien lisse qui émerge à peine du reg, on pourrait analyser toute une série de gradations (photos de la planche 2).

Les Taourirts se définissent mieux dans le paysage par la répartition des reliefs que par le détail des formes. L'agencement est plus ou moins concentrique. M. Lelubre avait remarqué cette disposition et pressenti (1952-b, p. 209) qu'elle "correspond à une structure différente, microscopiquement et macroscopiquement, entre la partie externe et le centre d'un même massif". Il faisait surtout allusion à "l'évidement interne" du Tihaliouine et du Tioueiine. En effet, deux roches principales s'opposent dans chacune de ces intrusions : un leucogranite à feldspaths très imbriqués, qui forme une ceinture de sommets escarpés ; un granite calco-alcalin aux minéraux moins engrenés (car plus automorphes), qui n'affleure qu'au ras du reg (planche 3, et pl. 2 photo 5).

Dans d'autres massifs, à vrai dire moins frappants, c'est le pourtour qui se révèle arasé : citons le Siledrar (1), le Ti-n-Akkor, l'Imehellatène Nord. Les pentes du château-fort central sont abruptes, nappées d'éboulis, dominées par des falaisettes et par de petites dalles très fissurées. Le granite s'y montre plus fin et de texture plus complexe qu'à la périphérie. Précisons que, selon les cas, il est alcalin ou calco-alcalin : la composition chimique n'a guère d'influence directe sur le modelé de ces roches ("la structure intime des granites nous apparaît comme un des éléments déterminants, plus que le grain ou la composition minéralogique" : M. Lelubre, 1952-b, p. 207. Voir aussi l'opinion très voisine de R. Perret, 1952).

L'ovale d'Iseddiène unit les deux dispositifs précédents, avec un reg central, une première couronne de reliefs et une ceinture plus externe de dalles arasées (planche 3, photo 2).

Enfin, à la règle de l'agencement concentrique, il existe quelques exceptions. Citons : le Taharhaït-n-Abror Sud, qui est complètement érodé ; le Taourirt-tan-Ataram, parce que les variétés de granite n'y sont pas emboîtées ...

---

(1) Planche supplémentaire II, n'accompagnant que quelques exemplaires du mémoire.

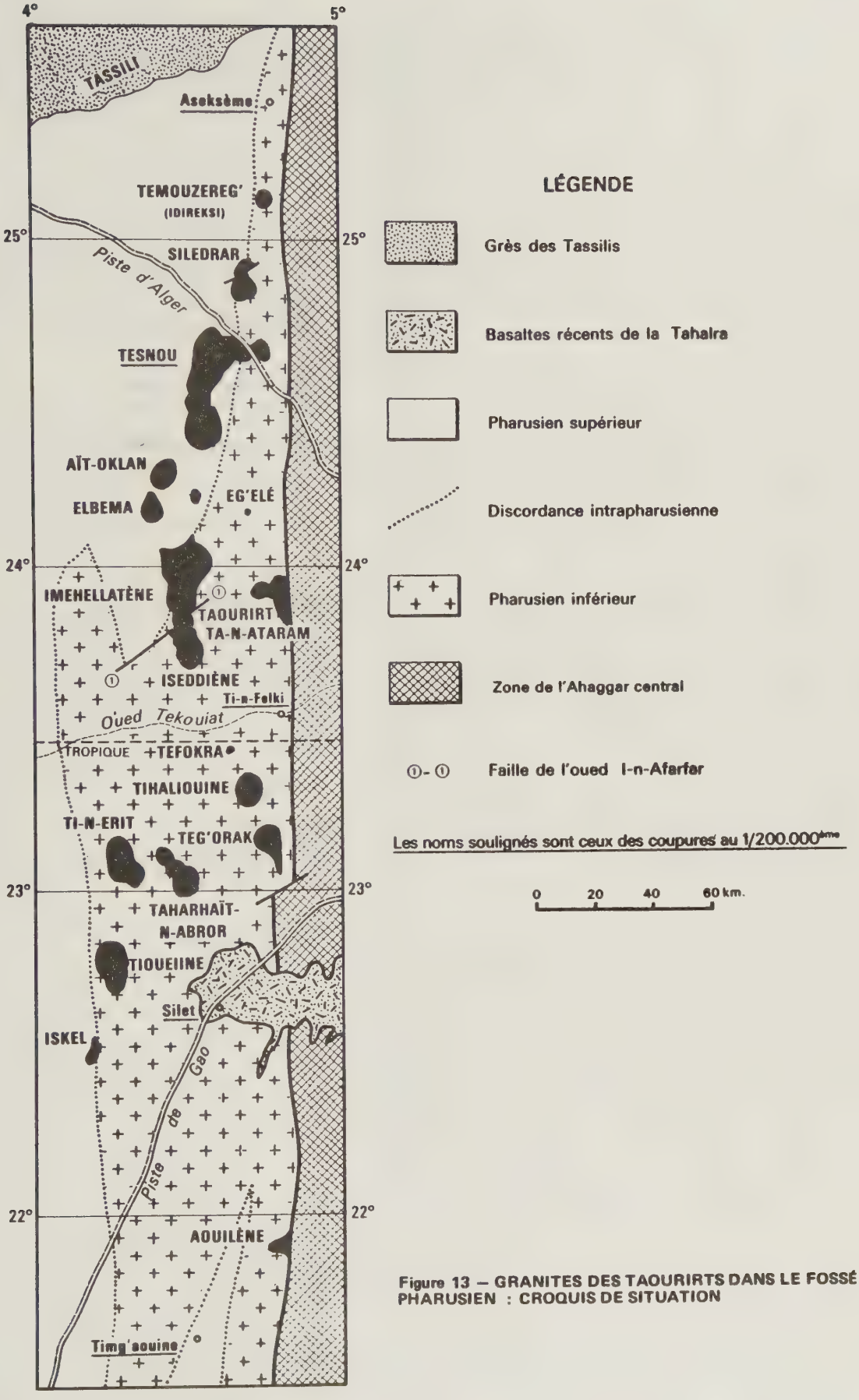


Figure 13 – GRANITES DES TAOURIRTS DANS LE FOSSÉ PHARUSIEN : CROQUIS DE SITUATION

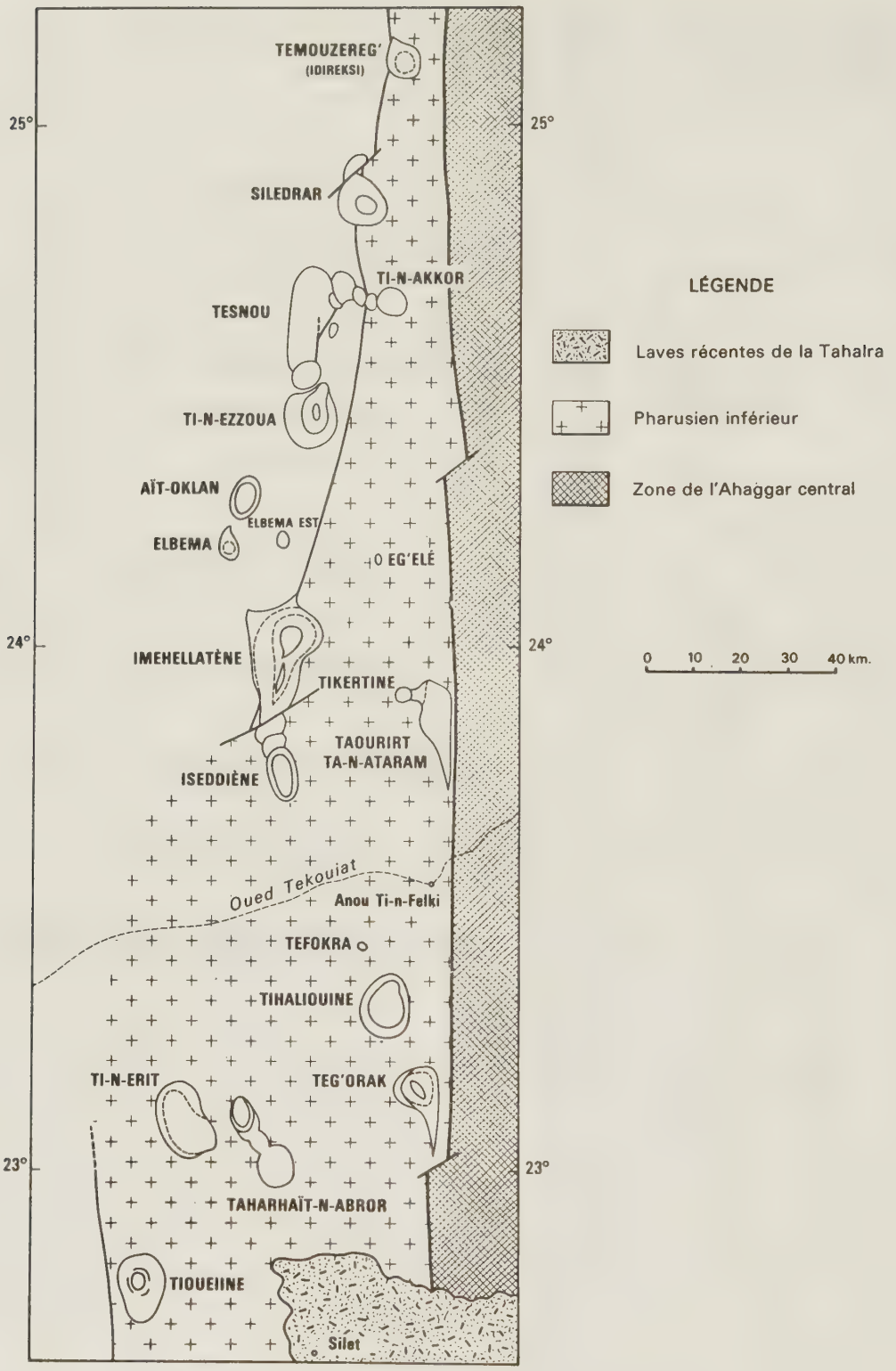


Figure 14 — LES TAOURIRTS COMPOSITES

REPARTITION DES MASSIFS (fig. 13 et 14)

Les Taourirts du fossé forment tantôt des ellipses isolées, longues de 10 à 15 km, tantôt des ensembles d'unités jointives, pouvant atteindre 40 km de long. Dans le deuxième cas, des étranglements du contour facilitent la détection des massifs élémentaires ; exemples : le complexe de Tesnou, l'alignement d'Iseddiène-Imehellatène, le chapelet de Taharhaït-n-Abror.

D'autre part, presque toutes ces intrusions sont composites (cf. E. Raguin, 1970), avec une architecture en zones concentriques. Nous venons de voir que ce trait fondamental était déjà suggéré par la topographie. Il sera longuement explicité dans les chapitres suivants.

Pour la plupart, les massifs avoisinent la faille qui longe la discordance intrapharusienne: à l'Ouest, dans le Pharusien supérieur, ils ne s'observent jamais à plus de 15 ou 20 km de l'accident ; on en dénombre davantage à l'Est, dans le Pharusien inférieur. D'autres se trouvent à proximité de l'énorme dislocation du méridien 4°50', donc eux aussi dans le Pharusien inférieur. Quelques uns pointent loin des deux fractures, mais toujours dans le Pharusien inférieur : ce terrain constitue donc l'encaissant pour la majorité des massifs.

Deux sous-groupes d'importance numérique à peu près égale : l'un au Nord de l'oued Tekouiat (23°30' de latitude), l'autre au Sud. Le premier est presque tout entier lié à la discordance intrapharusienne (seul fait exception le Tan-Ataram). Le second est plus dispersé ; nous verrons qu'il se distingue légèrement du précédent par ses caractères chimico-minéralogiques.

Les Taourirts les plus typiques, ceux qui ont une structure zonaire, se succèdent du Nord au Sud sur une distance de 275 km, et se trouvent tous dans la moitié septentrionale du fossé. Mais nous serons conduits à étendre l'essaim d'environ 75 km vers le Sud, en y englobant trois intrusions d'allure particulière : la lame de l'Iskel, le sill ou laccolite d'Aouilène, le croissant leucogranitique de Tihoiiarène.

Il existe un léger doute au sujet du dernier représentant de la famille vers le Nord. En principe, c'est le Temouzereg' (ou Idireksi) de la région d'Aseksème. On peut toutefois soulever le cas d'un massif bien circonscrit qui affleure à 10 km au Nord du puits de Ti-n-Tebarek (ou In-Tabarik) : il en sera brièvement question en annexe du chapitre XII, page 353.

Un autre cas douteux, qui ne sera guère évoqué (voir page 353), est celui de l'Inikerene, massif situé 15 km à l'Est de Silet.

PLAN DE LA SECONDE PARTIE

L'ordre choisi pour égrener le chapelet des Taourirts est inspiré à la fois par l'importance relative des massifs et par leur contexte structural. On commencera par les parages de la discordance intrapharusienne au Nord de l'oued Tekouiat : le complexe de Tesnou, d'abord, dont l'étude va prolonger tout naturellement les sections consacrées au pluton de Tig'-elamine et aux diapirs de Tinnirt ; puis le beau complexe d'Iseddiène - Imehellatène, suivi de quelques massifs moins importants. Notre survol atteindra ensuite l'essaim méridional, subdivisé selon les affinités, et augmenté de quelques franc-tireurs assez ambigus : au Nord, le Taourirt-tan-Ataram ; au Sud, les trois intrusions citées au bas de la page précédente.

Le dernier chapitre (n° XIII) regroupe les éléments jusque là dispersés. Il dégage le "modèle Taourirt" (pétrographie, architecture, évolution ...) et fait le point sur certains problèmes d'ordre général (schlieren de biotite, enclaves microgrenues, modalités de la zonation concentrique).

CHAPITRE VII

LE COMPLEXE DE TESNOU

- 0 -

I N T R O D U C T I O N

Morphologie

Le pic de Tesnou (1 731 m IGN) domine d'environ 850 m la piste automobile Alger-Tamanrasset. C'est le premier relief de cette importance que l'on découvre en abordant l'Ahaggar par le Nord-Ouest, et il reste sans rival sérieux jusqu'à plus de 70 km à la ronde. Aussi est-il bien connu. Pourtant, il ne donne qu'une idée très incomplète de l'ensemble, long de 40 km, auquel il appartient [1].

Le reg s'insinue partout en élargissant les vallées (figure 15). On voit donc coexister de véritables chaînons montagneux, tel celui de l'Adrar Tesnou s.str., et le dispositif "en archipel" qui est si fréquent au Sahara. Grâce à l'ampleur et à la continuité des dalles, la morphologie granitique dépasse en perfection tout ce que l'on peut observer ailleurs en Ahaggar (planche 2, photo 4) : mais elle le fait dans l'Ouest de l'Adrar Tesnou et dans l'Iziikar-ouin-Arhelad [2], c'est-à-dire bien à l'écart de la piste, là où le voyageur ne circule pas couramment. Comme nous le verrons, ces formes si remarquables sont liées à l'existence de certaines variétés de granite qui manquent au pic de Tesnou où les dalles, quoique belles, ont un aspect plus banal.

---

(1) C'est à peine si certains voyageurs le remarquent, à en juger par l'expression "rocher" (sic !) de Tesnou que l'on peut lire parfois. Il faut reconnaître que les proportions véritables de la montagne sont difficiles à saisir, surtout pour le nouveau venu à l'observation saharienne : l'assise du pic est large, les pentes restent modérées et le profil, quoique harmonieux, n'est pas élancé.

(2) Voir note infrapaginale, p. 132.

Structure

Sur la carte, l'affleurement des granites présente un contour tout boursouflé. La raison en est que neuf massifs élémentaires s'agglomèrent pour former ce grand complexe (figure 16). Sept d'entre eux dessinent un rameau septentrional ; d'Ouest en Est, ils seront désignés de la façon suivante : Tesnou n° 1, n° 3, n° 3^{bis} (ou "Trident"), n° 4, n° 5, n° 6, n° 7 (ou Ti-n-Akkor). Au Sud, le couple des Ti-n-Ezzoua (Tesnou n° 2) affleure à l'écart de l'alignement précédent, mais s'insère clairement dans l'évolution générale.

Je démontrerai ci-après que les unités du Tesnou se sont succédées d'Ouest en Est. On retrouve ainsi la polarité des granites d'Aseksème, mais avec une netteté bien supérieure.

L'encaissant

La majeure partie du complexe traverse les couches verticales du Pharusien supérieur. Mais l'extrémité orientale empiète sur les terrains compacts (amphibolites, diorites) du Pharusien inférieur. Les gneiss de l'auréole du Tig'elamine font place vers l'Est à la série volcano-sédimentaire épizonale. A l'Est du puits de Tesnou et au SE du Ti-n-Ezzoua, apparaissent des cipolins, les mêmes que ceux de l'Idireksi, 50 km plus au Nord (pages 103 et 106).

Entre les deux branches du complexe, telle une corde sous-tendant un arc, s'allonge une bande de terrain dans laquelle on reconnaît d'Ouest en Est : des granodiorites appartenant au Pharusien inférieur, les arkoses qui résultent de leur remaniement sur place, et la puissante barre des conglomérats du Ti-n-Elendis (1). Cette lame de terrains rigides semble encadrée par des failles ou par des zones de broyage : d'après les photos aériennes, le tronçon Nord-Sud de l'oued Tesnou marquerait la limite Ouest ; à l'Est, une mince gouttière de tufs schistosés court entre la lame et la ligne principale de discordance, qui est certainement faillée (figure 16).

---

(1) La coupe a d'abord été reconnue par J.M.L. Bertrand au Nord (communication orale, et : Bertrand et al., 1966). La photogéologie suggère que la lame formée par le socle et les conglomérats se suit jusqu'au Ti-n-Ezzoua Sud, sinon au-delà. J'en ai tenu compte dans la figure 16, mais cette figure ne détaille pas la lithologie à l'intérieur de la lame.

Les arkoses, peut-être aussi les granodiorites, dépassent de très peu le complexe au Nord, et s'arrêtent à la latitude du puits de Tesnou. Au Sud du Ti-n-Ezzoua, on retrouve les conglomérats, mais probablement pas le Pharusien inférieur.

Une grande partie du chapitre est consacrée aux relations très variées que l'on observe entre les granites du Tesnou et les divers termes de l'encaissant. Les massifs occidentaux, les premiers en date, sont plus ou moins moulés par le Pharusien supérieur. Ceux de l'Est, plus récents, tranchent net ces terrains ainsi que ceux du Pharusien inférieur.

Plan de l'étude

Le plus grand des massifs "à l'emporte-pièce" de l'Ahaggar tout entier est d'une originalité remarquable. Son architecture d'une part, ses relations avec l'encaissant d'autre part, méritent qu'on leur accorde une attention égale. Dans la suite du mémoire, la seconde de ces rubriques sera toujours beaucoup plus restreinte.

La première section (A) de ce chapitre décrit les massifs élémentaires et établit leur ordre chronologique. Elle se termine par l'étude chimique du complexe. La section B étudie les rapports avec le Pharusien environnant.

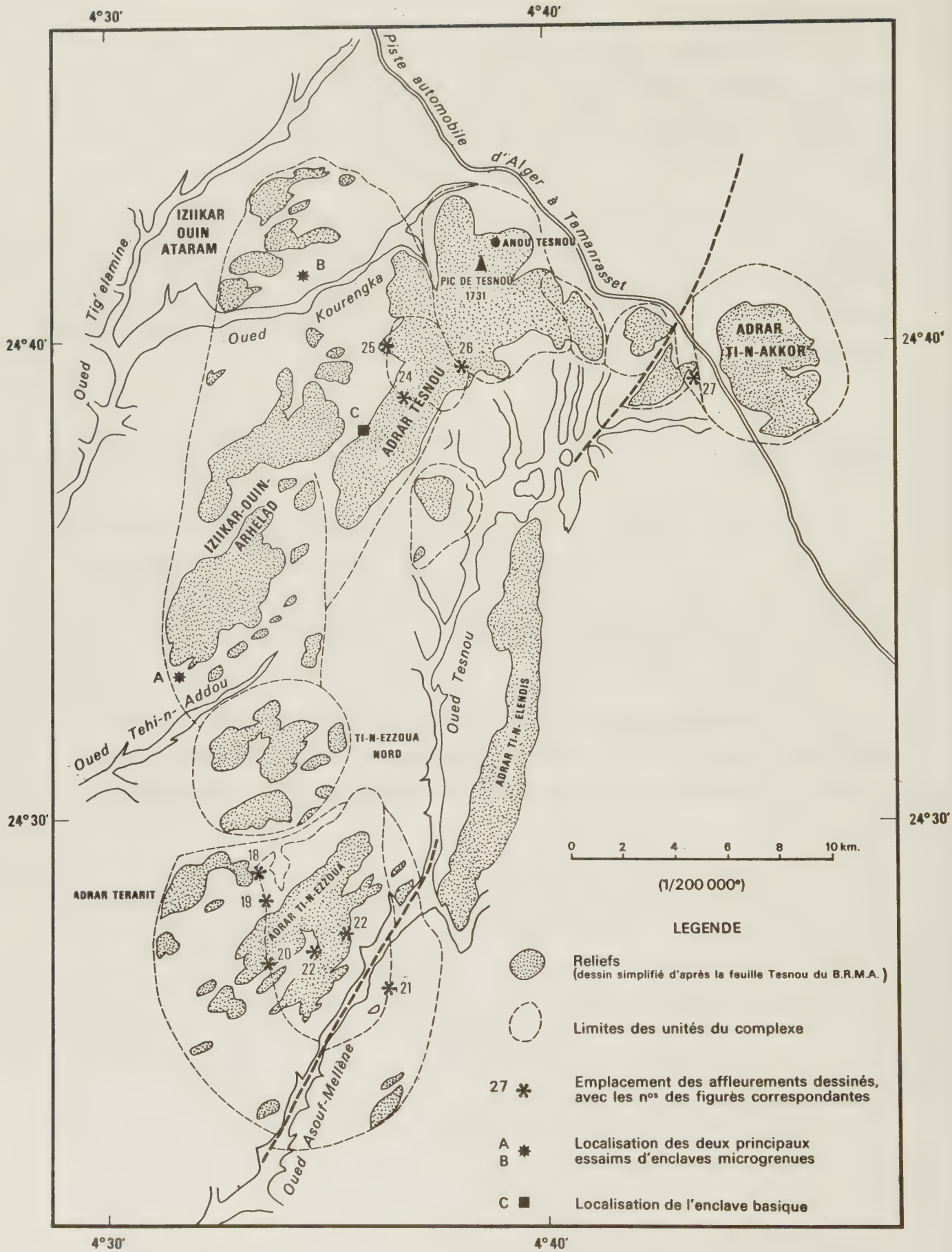


Figure 15 - TOPONYMIE DU COMPLEXE DE TESNOU

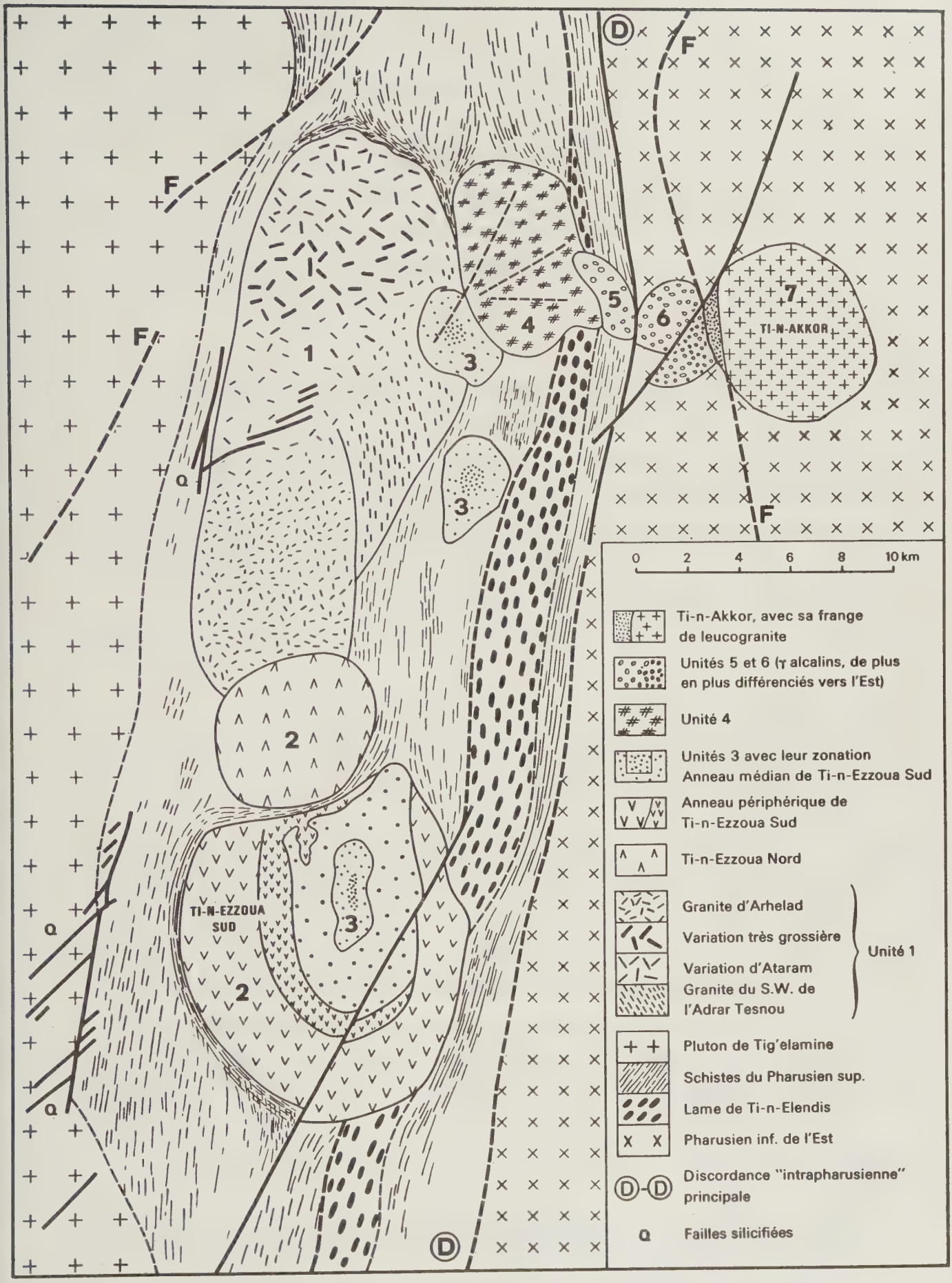


Fig. 16 - ESQUISSE GÉOLOGIQUE DU COMPLEXE DE TESNOU

SECTION A

LES GRANITES DE TESNOU

1 - LE TESNOU 1

Cette unité, la plus occidentale de toutes, est celle qui montre les plus beaux reliefs granitiques. Mesurant 22 x 6 km, elle englobe les chaînons suivants : Iziikar oui-n - Ataram, Iziikar oui-n - Arhelad [1], moitié SW de l'Adrar Tesnou proprement dit (figure 15). Elle comprend deux secteurs principaux : l'axe et la zone occidentale d'abord, l'Est ensuite. D'un bout à l'autre de ce domaine, une relative variété des textures compense la monotonie de la composition minéralogique.

1.1 - SECTEUR AXIAL ET OCCIDENTAL : ARHELAD et ATARAM

-a- Le granite à longs microclines d'Arhelad

Dans tout le Sud de l'unité 1, on rencontre un beau granite calco-alcalin, porphyroïde et d'aspect bien typé (planche 13, photos 1 et 2).

A l'oeil nu, ce qui frappe avant tout, ce sont les nombreux phénocristaux de microcline, blancs, parfois zonés, très automorphes mais aplatis (3 ou 4 x 1 cm), et renfermant peu de biotite en inclusions. On observe d'innombrables amas de ces phénocristaux : ce sont par exemple des sortes de colonnes irrégulières, hautes de plusieurs mètres, larges de quel-

---

(1) C'est le nom donné par les cartes anciennes, mais un nomade le remplaçait par celui, plus joli, d'Adrar Tehi-n-Addou ("montagne du col des vents"). Il existe d'ailleurs un oued Tehi-n-Addou, très balayé par le vent, en effet.
Quant aux cartes récentes de l'IGN, elles indiquent : Adrar Ezzouiague.

ques décimètres, d'où partent des digitations latérales. Tout autour, il peut exister des "schlieren" à biotite, auxquels se mélange du granite plus fin et moins feldspathisé que le type normal.

Le reste de la roche n'a qu'un grain moyen. Le quartz y est imparfaitement rassemblé (cristaux de 1 ou 2 mm, 3 au maximum), la biotite un peu orientée et assez dispersée[1]. Cette mésostase a une composition de granodiorite, sinon de diorite quartzique.

Sous le microscope, nous remarquons surtout :

- beau microcline, en général très bien quadrillé ; perthites assez peu développées, en rubans irréguliers, parfois en fins fuseaux (flammèches). Nombreuses inclusions de plagioclase, souvent ovalisées ; elles sont dispersées au hasard, ou au contraire orientées selon les directions (001) et (010) du cristal-hôte, se bousculant parfois à plusieurs. Quelques inclusions de quartz et de biotite.

Peu de microcline interstitiel dans la mésostase, mais taches naissantes dans les plagioclases, ce qui suggère l'existence d'une 2ème génération du minéral.

- Oligoclase : semble d'abondance un peu inférieure, ou égale, à celle du microcline (granite à tendance monzonitique), mais le manque d'analyses modales rend difficile l'estimation à l'oeil quand les deux espèces minérales en présence diffèrent autant par la taille de leurs cristaux.

An ≠ 20 %, mais le coeur des cristaux atteint parfois An 25 % ; bordures en oligoclase acide. Exceptionnellement, le centre, très corrodé, se trouve à la limite de l'andésine. Cristaux tantôt longs, tantôt trapus, souvent serrés les uns contre les autres. Beaux cas d'automorphie, zonation simple ou oscillatoire, peu marquée, souvent indiquée uniquement par les fines inclusions de séricite. Zonations parfois complexes par accollement de germes, évoquant les "synneusis". Macles primaires assez peu apparentes.

- Un peu de myrmékite.

- Biotite brun-acajou ("bois d'arolle"), très belle, peu déchiquetée sur ses bords. Parfois en inclusions éparses et intactes dans les plagioclases. Chloritisation commençante. Extrême abondance des halos pléochroïques.

- Hornblende : sans doute une hastingsite. Tout à fait exceptionnelle.

- Apatite : longs cristaux inclus dans les biotites, avec répartition concentrique. Grains plus émoussés ailleurs.

- Absence d'opaques, flagrante. Rare fluorine.

---

(1) En volume, la biotite représente un peu moins de 10 % de la roche.

Analyses chimiques

Un échantillon a été analysé dans deux laboratoires différents (analyses n° 14 et 15 de l'annexe III). Les différences constatées, qui sont notables, ne devraient pas trop nous surprendre : on a répété l'analyse, non pas sur la poudre, mais sur des blocs provenant du même affleurement ; or il s'agit d'un granite grossier, difficile à échantillonner de manière bien représentative.

L'annexe IV donne 2 analyses de la biotite extraite de cet échantillon (n° m.5 et 5 bis).

Structure

Dans le coeur du massif, les phénocristaux de microcline sont pour la plupart disposés à plat, et ceci même dans les amas feldspathiques. Ils dessinent ainsi de molles ondulations qui s'abaissent peu à peu vers le Nord.

Mais cette structure planaire se redresse près des contacts Est et Ouest. D'abord, elle tend à s'orienter au NW-SE comme dans la plupart des autres granites porphyroïdes du complexe. Encore plus près du contact, elle vire à N 10° - 20° E, venant ainsi en concordance avec l'encaissant.

La structure est donc celle d'une grande voûte surbaissée, à léger plongement axial vers le Nord. Mais elle s'estompe assez vite au Nord de la vallée interne de l'Iziikar oui-n-Arhelad.

Ajoutons cependant que dans le détail, on constate mainte entorse à ce schéma général. C'est ainsi que l'on voit alterner des zones où l'orientation des phénocristaux est assez régulière et d'autres où prédominent des "aspects de turbulence" (c'est l'expression employée fort justement par J. Marre, 1970, à propos du Quérigut). Au voisinage des colonnes de feldspaths entassés, les phénocristaux du granite normal s'orientent parfois verticalement en files serrées.

Origine de la structure en voûte d'Arhelad

Cette structure ne se conforme en rien à celle de l'encaissant. D'autre part, les détails texturaux du granite (microclines zonés, syn-neusis des plagioclases) s'interprètent au mieux par une cristallisation à partir d'un bain fondu ; la roche est remarquablement indemme de proto-clase et d'écrasement.

Nous admettrons ainsi, avant de rouvrir le dossier dans la discussion générale, que les grands microclines sont magmatiques (1). De toute évidence, leur orientation traduit une fluidalité, et l'on doit à ce propos rappeler l'étude classique de H. Cloos (1925) sur la structure en dôme du granite de Riesengebirge ; cet auteur constatait que les phénocristaux ne sont ni déformés, ni écrasés, et insistait sur la mobilité du milieu.

On peut se demander si la forme très aplatie des phénocristaux d'Arhelad n'est pas le résultat de la poussée ascendante du magma, combinée peut-être vers le haut avec une tendance au gonflement.

-b- Le granite de l'Iziikar oui-n-Ataram

Tout au Nord, le granite de l'Iziikar oui-n-Ataram (analyse 16) se distingue du précédent par un grain plus uniformément grossier. Les quartz atteignent de 0,5 à 1 cm. On n'observe plus ici d'orientation bien nette, ce qui n'exclut pas qu'elle se manifeste parfois, plutôt verticale alors et parallèle au contact du massif. Dans les lames minces, on voit se préciser la différence avec le granite d'Arhelad.

Le microcline II peu ou pas perthitique, est plus développé : il forme des auréoles autour de certains phénocristaux de microcline I (figure 89-A, page 359), et des petits cristaux quadrillés. On observe des auréoles d'oligoclase (tendance rapakivi).

---

(1) Ceci n'exclut pas l'éventualité d'une phase tardive de métasomatose potassique, dont l'étude des enclaves va nous révéler l'importance.

Un début d'albitisation en taches diffuses affecte les grands microclines et corrode les inclusions magmatiques d'oligoclase. Il y a davantage de myrmékite. La biotite a des formes moins régulières, elle envoie des bras dans des plagioclases fissurés (textures de protoclase) ; sur ses bords ont poussé des "peignes", tantôt bruns, tantôt chloriteux. Notons enfin la présence de sphène, minéral que nous allons retrouver couramment dans les Taourirts mais qui m'a échappé dans le granite d'Arhelad.

Ainsi, l'étude micrographique confirme ce que le grain très grossier du granite d'Ataram laissait prévoir : si la cristallisation a comporté un stade magmatique, elle a été plus lente que dans la roche précédente, avec davantage de réactions post-magmatiques.

-c- Autres variétés de granite

- Entre Ataram et Arhelad, une variété encore plus grossière occupe le reg de l'oued Kourenka. La multiplication des très gros microclines favorise la désagrégation et interdit tout relief. Les cristaux semblent encore couchés à plat.

- Un leucogranite blanc peu porphyroïde, subalcalin, soude la roche d'Arhelad à la variété de l'oued Kourenka. Il affleure sur plusieurs km^2 sans avoir un mode de gisement bien caractérisé. Admettons qu'il représente une "différenciation" des granites normaux.

- Au centre du secteur d'Arhelad, on voit poindre un granite blanc-jaunâtre assez fin, subalcalin, postérieur au granite à longs microclines qu'il recoupe. Il renferme de la tourmaline.

1.2 - SECTEUR ORIENTAL : ADRAR TESNOU S.STR.

L'unité 1 s'enfle vers l'Est pour constituer le manche de l'espèce de plumeau que l'Adrar Tesnou s.str. dessine en plan (figure 15). Le granite est assez changeant dans toute cette zone. D'une façon générale,

les microclines deviennent plus trapus (3 x 1,5 cm) que dans le faciès d'Arhelad, les oligoclases aussi, les quartz et les biotites sont plus gros et mieux rassemblés (analyse n° 17).

L'échantillon macroscopique peut ressembler de près à celui d'Ataram. Mais l'affleurement a, dans l'ensemble, un cachet distinctif : on y discerne assez souvent une orientation planaire verticale, NW-SE à N.NW-S.SE, donc discordante sur le contact avec l'encaissant (figure 16). Dans quelques travées de la roche, cette disposition s'accentue et le faciès tend vers celui d'un gneiss oeillé, où la biotite forme de grandes lamelles striées.

Sous le microscope, peu d'échantillons sont exempts d'indices d'une cristallisation sous contrainte : perthites arquées et coalescentes (cf. photos 3 et 4 de la planche 18), oligoclases ± bréchifiées, que du plagioclase un peu moins calcique cimente en formant des veines monocristallines ou des amas de petits cristaux.

Le quartz est souvent très étiré : la déformation a continué après l'arrêt de la cristallisation.

La roche a donc des allures de granite syncinématique. A plusieurs reprises dans la suite du mémoire, nous aurons l'occasion de saisir l'importance de ce fait pour l'analyse du Tesnou et des Taourirts. En attendant, que penser au juste de cette orientation planaire à fort pendage ?

On peut envisager (Oen, 1970) un phénomène continu, la déformation s'imprimant sur le granite à mesure qu'il devenait plus visqueux, orientant les cristallites de microcline et finissant par n'affecter que des bandes limitées du massif. L. Schermerhorn (1956) insiste sur le fait qu'une discordance entre contact et foliation indique l'action de pressions orientées, sans doute dues à des contraintes orogéniques résiduelles.

1.3 - RELATIONS DES DEUX SECTEURS

C'est là où les deux secteurs sont le mieux définis, par conséquent au Sud, que l'on peut étudier leurs relations. Il n'existe pas de limite très nette. La zone de passage, observable sur une longueur de

5 km (jusqu'à l'extrémité SW de l'Adrar Tesnou), est soulignée par de petites enclaves de cornéennes et par quelques traînées sinueuses de biotite qui prolongent exactement, du Sud vers le Nord, le tronçon de contact entre granite d'Arhelad et encaissant : donc la séparation des deux domaines de l'unité 1 pourrait correspondre à quelque détail structural de l'encaissant (un pendentif disloqué du toit ?).

Le granite d'Arhelad ne change guère sur ses frontières, sinon que enclaves microgrenues (voir § 1.4) et schlieren surmicacés s'y multiplient quelque peu. Il n'en va pas de même pour la roche de l'Adrar Tesnou : les grappes de microcline, déjà présentes un peu partout dans l'unité 1, prolifèrent ici et s'accompagnent de nuages d'aplite.

Aucun argument péremptoire ne nous donne l'ordre chronologique des deux secteurs. Les granites paraissent avoir été juxtaposés en cristallisant. Il se peut néanmoins que le faciès oriental - celui qui change le plus à sa bordure - ait évolué un peu plus longuement.

Il importe d'opposer la fluidalité souple et couchée du granite d'Arhelad à l'orientation verticale des faciès de l'Adrar Tesnou, née au moins en partie du laminage syn-cristallin. Dans le premier cas, on voit davantage de détails texturaux d'origine magmatique. Ce contraste traduit sans aucun doute une différence de plasticité - et de mobilité - des deux milieux qui étaient juxtaposés pendant leur cristallisation. Il diminue vers le Nord à mesure que le granite d'Arhelad cède la place au "faciès Ataram".

1.4 - LES ENCLAVES DE L'UNITE 1 (figure 17)

De l'oued Tehi-n-Addou aux collines d'Ataram, l'unité 1 renferme certaines des plus belles concentrations d'enclaves que l'on puisse observer dans les Taourirts. Un type microgrenu assez clair, congénère du granite comme l'a montré J. Didier (1964), est au total le mieux représenté, mais les débris de schistes cristallins sont aussi très répandus.

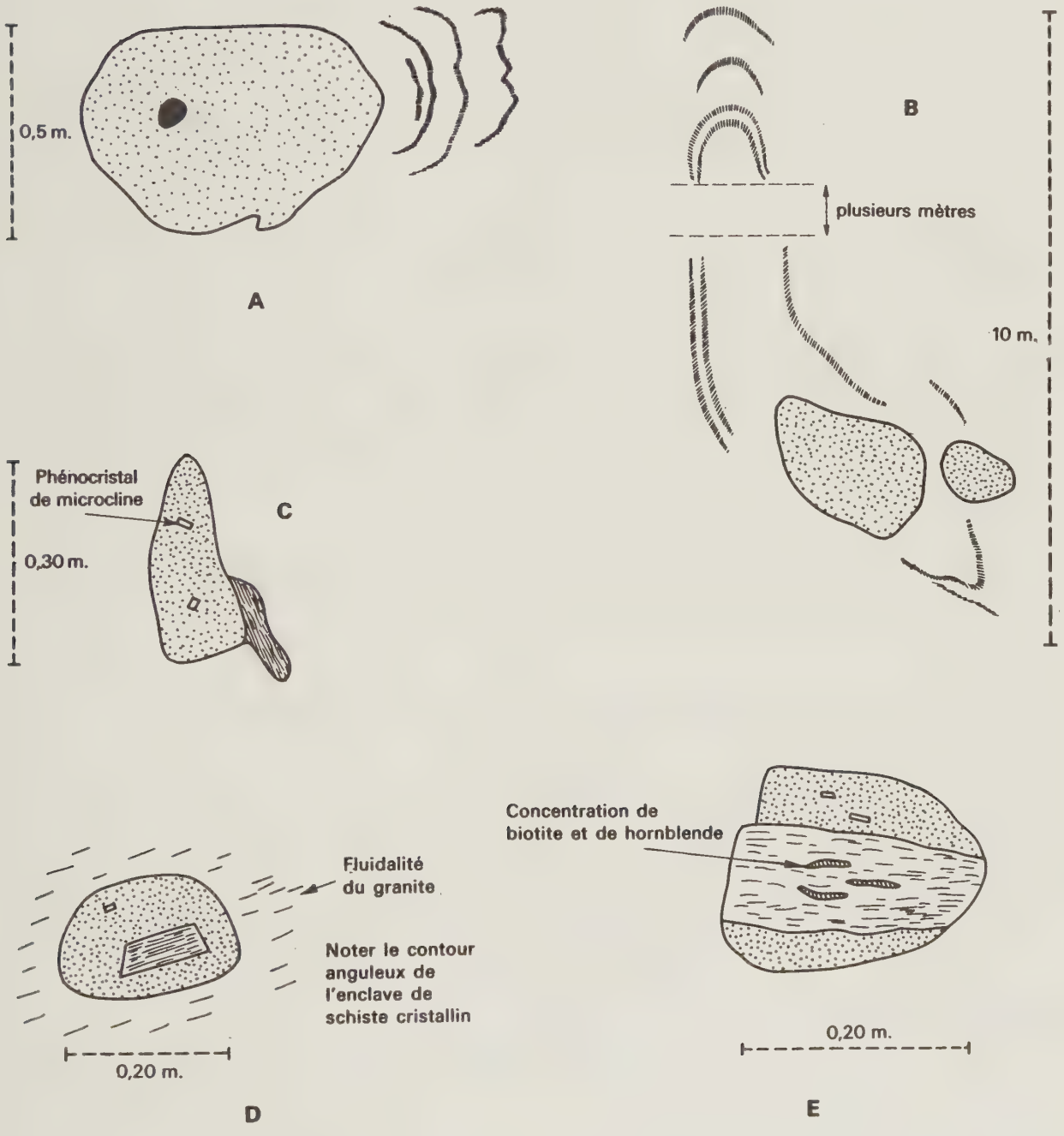
Les enclaves abondent sur les marges de la zone d'Arhelad alors qu'on n'en trouve que sporadiquement dans le restant de l'unité 1. J'ai situé sur la figure 16 (points A et B) les deux principaux essaims rencontrés :

- à la lisière occidentale du secteur d'Arhelad, sur la rive droite de l'oued Tehi-n-Addou ;

- dans la roche surfeldspathisée qui affleure entre les gour d'Ataram et l'oued Kourenka. Ici, les fragments de schistes cristallins l'emportent en abondance sur les enclaves microgrenues.

Figure 17 — ENCLAVES DU TESNOU 1

A, C, D, E : ENCLAVES DOUBLES



-a- Les enclaves microgrenues

Ovoïdes ou fusiformes le plus souvent, anguleuses à l'occasion, elles ont au maximum 1 m de long. En particulier, celles de l'essaim d'Arhelad sont très souvent allongées (planche 9, photo 3). Elles se conforment alors à la fluidalité magmatique du granite ambiant, laquelle oscille entre NW-SE et N-S ; de plus, leurs phénocristaux reproduisent la même direction.

Il arrive que le granite ait une cristallisation irrégulière aux abords de telle ou telle enclave : amas de grands microclines, vagues schlieren biotitiques ; ces derniers s'ordonnent de façon plus ou moins concentrique par rapport à l'enclave (figure 17 A, B).

La pétrographie des enclaves sera détaillée dans un paragraphe traitant ce problème à l'échelle des Taourirts. Retenons-en ceci :

- une texture d'origine magmatique (plagioclases subautomorphes zonés), tantôt presque intacte, tantôt oblitérée à des degrés divers par des recristallisations : quartz, microcline, plagioclases en grains informes ou en mosaïques, biotite pseudomorphosant des phénocristaux de ferromagnésiens ;

- une composition initiale un peu plus calcique que celle du granite, donc monzonitique à granodioritique.

-b- Les enclaves de schistes cristallins

Les critères de reconnaissance définis par J. Didier (1962) s'appliquent parfaitement : "contour le plus souvent anguleux, contact net avec le granite, aspect rubané, structure granoblastique". Ajoutons seulement que le contour peut aussi être plus ou moins émoussé, et que de véritables textures en mosaïques, typiques de cornéennes, apparaissent sous le microscope.

Ces enclaves proviennent toutes des grésopélites qui composent l'essentiel de la série encaissante, mais qui pouvaient déjà avoir été modifiées par le pluton concordant de Tig'elamine. Elles sont généralement plus petites que les enclaves microgrenues. On observe des exemples d'accolement ——————————————————— (figure 17 C). Les enclaves doubles ne sont pas rares ; naturellement, le débris schisteux est contenu dans la masse microgrenue (figures 17, A, D, E).

Dans ce cas, pour peu que le fragment d'encaissant ne soit pas très lité, son contour pourra être difficile à saisir : l'enclave microgrenue a le même grain très fin et la même couleur. L'examen des lames minces confirme parfois cette difficulté à placer une limite nette : cependant, il n'est pas douteux qu'à l'écart de la frange de transition, on a affaire à deux roches d'origine bien différente, l'une magmatique, l'autre pas.

Les enclaves de schistes cristallins ont une composition banale, à base de quartz + oligoclase + biotite brune (cette dernière presque toujours fort abondante). Nous avions relevé cette paragenèse dans l'auréole du Tig'elamine. En revanche, d'autres minéraux trahissent à coup sûr l'influence du Tesnou :

- la cordiérite - mais elle est pseudomorphosée en amas de biotite + quartz + feldspaths (oligoclase et microcline). Assez souvent, les fantômes ne sont que tout juste discernables. Il semble que la cordiérite ait été assez abondante ;

- le microcline, fort répandu - il renferme parfois de très petites gouttes de quartz, à la manière des feldspaths potassiques des cornéennes de haute température. Il forme aussi des amas ou des travées de gros cristaux.

Dans leur état actuel, ces enclaves sont pauvres en associations minérales caractéristiques. L'absence de muscovite deutérique (ou hystérogène) peut résulter de ce que le granite, en fin de cristallisation, a expulsé son eau résiduelle dans l'encaissant ; or en effet, l'auréole du massif renferme de la muscovite II (voir plus loin la description des cornéennes).

Métasomatose potassique dans les enclaves

Sur le fond gris clair de l'enclave, on voit parfois se détacher des filets blancs et de longs caillots noirs, les uns et les autres étant épais de 2 ou 3 mm et parallèles au rubanement de la roche. De prime abord, ces ségrégations ne seraient-elles pas dues à un début d'anatexie, comme J. Didier (1962, 1964) l'a bien démontré pour certaines enclaves de son terrain de travail ?

On doit en douter. Les filets blancs sont constitués par des mosaïques de grains assez gros et polyédriques : avant tout du microcline quadrillé, sans perthites visibles sous le microscope ; il s'y ajoute éventuellement du quartz, plus rarement de l'oligoclase. La composition globale de ces plages n'est pas celle d'un produit d'anatexie commençante. Par ailleurs, le microcline semble être le même que celui remplaçant les vieilles cordiérites (voir ci-dessus).

L'anatexie étant éliminée, reste l'explication au moyen d'une métasomatose potassique.

Si maintenant nous examinons les "caillots noirs", nous les voyons constitués surtout par une hornblende courante. Elle diffère de la hastingsite du granite et ne se rencontre pas dans les formations connues de l'encaissant. On peut lui supposer l'origine suivante : les taches et les filets de microcline se substituaient aux minéraux courants des enclaves ; l'amphibole a utilisé le calcium, le fer et le magnésium que libérait la destruction de l'oligoclase et de la biotite.

-c- Les enclaves de roches basiques

Au Sud des gour d'Ataram. Dans l'essaim du point B de la figure 15, on observe des boules micacées, ayant en moyenne la dimension du poing. Il n'y en a pas deux qui se ressemblent tout à fait. La biotite forme des tablettes de 1, 2, 3 mm, et a une granulométrie assez constante dans chaque boule. Quand le mica est grossier, il se montre souvent assez éparpillé et ressort bien sur le fond blanc de la roche ; d'autres fois, au contraire, il donne des enchevêtrements confus. A l'opposé, quand le

grain est fin, on se rapproche de l'aspect des enclaves microgrenues, et la distinction devient aléatoire. Enfin, il existe des "oeufs" noirs, pratiquement composés de biotite seule.

Sous le microscope, on identifie des microdiorites plus ou moins quartziques, des dolérites à gros grain. L'andésine primaire forme des baguettes allongées, parfois de petits phénocristaux. Elle subsiste au milieu d'une proportion variable de minéraux néoformés : oligoclase calcique en grains équidimensionnels, microcline, quartz ramifié à allure parfois presque graphique ; de même, toute la biotite semble secondaire, ainsi que l'amphibole, plus rare (une hornblende hastingsitique). Notons l'abondance de l'apatite, du sphène et de l'ilménite. La recristallisation tend à s'accentuer vers la périphérie des enclaves (croissance du grain, des biotites notamment).

Parfois, l'on ne reconnaît plus guère de traces d'une texture magmatique primitive. Les feldspaths néoformés, ou bien les ferromagnésiens, peuvent envahir toute l'enclave. On se demande alors si celle-ci ne serait pas un débris très transformé d'encaissant. L'éventualité paraît douteuse, étant donné l'absence d'intermédiaires observés.

Ces enclaves seraient les restes d'un corps basique mis en place peu avant le granite, et auraient été plus ou moins contaminées par ce dernier avant d'avoir fini de cristalliser. Leur variété d'aspects, de textures et même de composition suggère un certain brassage par le magma granitique.

L'enclave basique de l'Adrar Tesnou. Une grosse enclave de microdiorite quartzique se trouve conservée au pied NW de l'Adrar Tesnou (point C de la figure 15). Mesurant 100 x 10 m, elle s'allonge du NW au SE, parallèlement à sa fluidalité propre - qui est planaire et verticale - et à celle du granite environnant. La microdiorite est en principe très fine, d'un gris verdâtre extrêmement foncé. Des travées plus grossières, où les plagioclases et les quartz peuvent atteindre plusieurs mm, serpentent dans la masse, la découpant en lanières sinueuses et en petits fragments oblongs. Il arrive néanmoins que le contact des deux variétés soit assez anguleux ; d'autres fois, il est très flou.

Les lames minces montrent une roche fraîche, composée de :

- andésine dominante, en cristaux automorphes à macles complexes. La zonation est en principe très accusée,

mais elle tend parfois à s'estomper. Fréquence du "patchy zoning" (coeurs corrodés) ;

- quartz interstitiel ;

- ferromagnésiens mal formés et ± enchevêtrés : biotite brune, abondance d'une hornblende très pâle qui tend à former des groupements confus (pseudomorphoses ?) ;

- proportion variable d'oligoclase peu zonée, sans doute secondaire, en grains quelconques qui semblent plus petits que la plupart des andésines primaires ;

- microcline un peu quadrillé, rare, en cristaux ramassés mais sans formes définies, présent surtout dans les travées les plus grossières. L'influence du granite est ici manifeste ;

- sphène en grains quelconques, apatite aciculaire.

Cette enclave a malheureusement été peu étudiée sur le terrain. Il semble cependant qu'elle représente, sinon un exemple d'hybridation entre magmas basique et acide, tout au moins un cas de reprise et de contamination par le granite lorsque la microdiorite était encore plastique ou à peine consolidée.

Ainsi, nous observons dans le Tesnou 1 quelques exemples de précurseurs (ou accompagnateurs) basiques, notion qui sera davantage illustrée par la suite du mémoire (étude des Taourirts d'Imehellatène et de Ti-n-Erit).

Conclusion : les enclaves du Tesnou 1

Les deux gros essaims connus d'enclaves permettent d'observer la coexistence d'un type microgrenu, ——— à peine plus calco-alcalin que le granite, et de débris d'encaissant. L'un des deux renferme une troisième variété, qui consiste en fragments de roches basiques, contaminés à des degrés divers par le granite.

A ce stade de l'exposé sur les Taourirts, il n'est guère possible d'expliquer une association aussi frappante, d'autant que l'origine des enclaves microgrenues ——— devra faire l'objet d'une discussion séparée. Le sujet sera donc repris au chapitre XIII.

2 - LES TI-N-EZZOUA (OU TESNOU 2)[1]

LE MASSIF SUD ET SA STRUCTURE ANNULAIRE

Un ruban de cornéennes, large de 200 à 500 m, court entre les Ti-n-Ezzoua Nord et Sud (fig. 16). Les deux massifs semblent à peu près contemporains.

Relativement peu étendu, le Ti-n-Ezzoua Nord (6 km de diamètre) n'est guère formé que de leucogranites blancs, peu grossiers, à oligoclase, microcline et biotite (analyse 18). Il recoupe le Tesnou 1. Le contact est net, mais son allure très sinueuse et les innombrables filons d'aplite émis par le Ti-n-Ezzoua le rendent difficile à suivre. Dans la roche du Tesnou, on aperçoit des schlieren à biotite [2] ; la cristallisation était donc inachevée lors de la mise en place du massif récent : d'où le dessin contourné de la limite. Telle que cette étude la dégagera peu à peu, l'histoire du complexe du Tesnou accrédite l'idée d'un faible intervalle de temps entre les unités 1 et 2.

La mission Janiak (1955-1956) a décrit une pegmatite à cassitérite (+ tourmaline, gadolinite, grenat), seule pegmatite de ce type que l'on connaisse dans les Taourirts.

Le Ti-n-Ezzoua Nord représente selon toute vraisemblance un sommet de coupole.

---

(1) La carte récente de l'IGN change Ti-n-Ezzoua en "Azzaoua".

(2) Pour une discussion générale du problème des schlieren, voir au chapitre XIII.

2.1 - LES GRANITES DU TI-N-EZZOUA SUD

Le Ti-n-Ezzoua Sud (13 x 11 km) est beaucoup plus complexe que son jumeau du Nord. Il comprend trois domaines :

- une vaste zone périphérique de granite grossier,
- un anneau médian de granite à grain moyen légèrement excentré vers l'Est,
- un corps central de granite fin.

La disposition emboîtée des granites se reflète assez clairement dans le paysage. Tout autour, les dalles s'élèvent peu au-dessus du reg — ce sont des "dos de baleine" — sauf à la bordure ouest où subsistent de véritables dômes, et même un sommet important : l'Adrar Terarit. Changement de décor au centre du massif : les granites fins donnent des pentes assez raides semées d'éboulis ; le pic de Ti-n-Ezzoua (ou Adrar Azzaoua, 1 331 m IGN) est une dent aux parois très diaclasées.

La zone périphérique

Les granites y rappellent ceux qui constituent l'unité 1 au Nord (Ataram) et dans l'Adrar Tesnou. Ce sont donc des roches fort grossières, plus ou moins porphyroïdes, renfermant davantage de microcline que d'oligoclase. Ici encore, le feldspath-K est blanc. La fluidalité dessinée par les "dents de cheval" s'oriente en moyenne à NW-SE ou N.NW-S.SE sauf au Sud où elle tourne vers l'W.NW-E.SE, tendant ainsi à mouler l'anneau médian.

Une grande fantaisie se révèle dans le détail : cristaux tantôt à plat, tantôt verticaux ; fluidalités sinueuses, accompagnant parfois des schlieren micacés ; perturbations près de l'encaissant, où il semble que se dégage une tendance à suivre le contact, notamment au Nord.

Il y a lieu de distinguer deux sous-zones, dont la limite est jalonnée par des lits sinueux de biotite (analyses m.7 à m.9) :

- une sous-zone interne, où les phénocristaux (3 à 4 x 1 à 2 cm) sont très serrés, ne laissant apparaître entre eux que de gros entassements de quartz et de biotite ;

- le pourtour, très étendu, formé de variations plus fluctuantes. Le caractère porphyroïde est ici moins systématique. Selon les échantillons, le plagioclase va de l'oligoclase acide non zonée à l'albite pure ; l'albite renferme des inclusions de fluorine et de séricite, association qui démontre la décalcification du cristal-hôte, ancienne oligoclase (à ce sujet, voir le chapitre récapitulatif sur les Taourirts de Tamanrasset, dans la 3ème partie). La teneur en biotite s'abaisse souvent à 5 % ou moins. Le grain, moyen ou grossier, tend à s'homogénéiser à l'échelle de l'échantillon. Il existe cependant des pointements de roche porphyrique à mésostase fine.

Ces leucogranites apparaissent surtout aux abords de l'encaissant (fig. 23, p. 155). Au SW, ils peuvent s'observer sur 1 km de puissance. Une ressemblance épisodique avec la roche du Ti-n-Ezzoua Nord renforce notre impression que ce dernier massif a bien les caractères d'un sommet de coupole.

L'anneau médian

Il est encore constitué par un granite calco-alcalin à microcline, oligoclase et biotite. Tout en formant par endroits quelques grappes, les phénocristaux de microcline sont moins gros et beaucoup moins serrés que dans les granites précédents. Quand ils s'orientent (ce qui est loin d'être toujours le cas), ils sont parallèles à la fluidalité du granite grossier voisin. La "mésostase" a un grain moyen. L'analyse disponible (n° 20) tombe sensiblement dans le champ de composition des granites de l'unité 1 et du Ti-n-Ezzoua Nord : ce granite ne serait donc guère évolué par rapport aux précédents, malgré sa texture différente, malgré surtout, comme nous le verrons, son âge un peu plus jeune. Toutefois, le fait que certains échantillons renferment des albites à inclusions de fluorine tendrait à annoncer l'influence du corps central (voir ci-après).

Le corps central et son axe de granite alcalin

Il ne mesure que 1,5 km de large (contre 4 km de long), mais recèle des particularités intéressantes. Sa périphérie est constituée par un granite fin (∿ 1 mm), à peine porphyroïde, à microcline et bâtonnets d'oligoclase. A première vue, on ne discerne guère d'évolution chimico-minéralogique par rapport à l'anneau médian (analyses 21 et 22).

Au centre, le long de l'épine dorsale de l'Adrar Ti-n-Ezzoua, la roche devient alcaline et hololeucocrate.

Le grain va de 1 à 3 ou 4 mm, il tend donc à grossir par rapport à celui du granite à biotite environnant. La teinte est passée du gris au jaune ou au rosé. Les quartz s'arrondissent, s'isolent ou forment des chapelets. A l'oeil nu, la masse feldspathique apparaît bien cristallisée, avec des facettes rectangulaires et des arêtes vives. Le mica dessine des plaquettes isolées.

Le granite alcalin sous le microscope

- Les quartz confirment leur tendance à s'isoler, mais s'entourent souvent d'apophyses anguleuses.

- Le microcline forme des grains ramassés, bien quadrillés, non maclés Carlsbad, et sans autre perthites que quelques taches informes et isolées.

- La dominante est d'albite pure maclée en lattes disposées dans tous les sens.

- Le mica est incolore ou gris brunâtre, faiblement biaxe, riche en halos pléochroïques et parfois chargé d'oxydes de fer. Sans doute, est-il lithinifère (voir l'analyse m.11 du Tesnou 5). A noter toutefois quelques biotites chloritisées, d'aspect résiduel, et même des biotites brunes "blindées" par du quartz.

Comme accessoire, il n'existe guère que la fluorine, parfois à mouchetures violettes, associée aux micas ou interstitielle entre les feldspaths.

On note ici et là des lentilles de pegmatite et des nuages d'aplite. Le passage du granite alcalin à la variété calco-alcaline environnante paraît progressif mais rapide.

Un peu au Sud du corps central, il existe deux petits indices de quartz à wolframite avec épontes greisénisées (rapport Janiak, 1956).

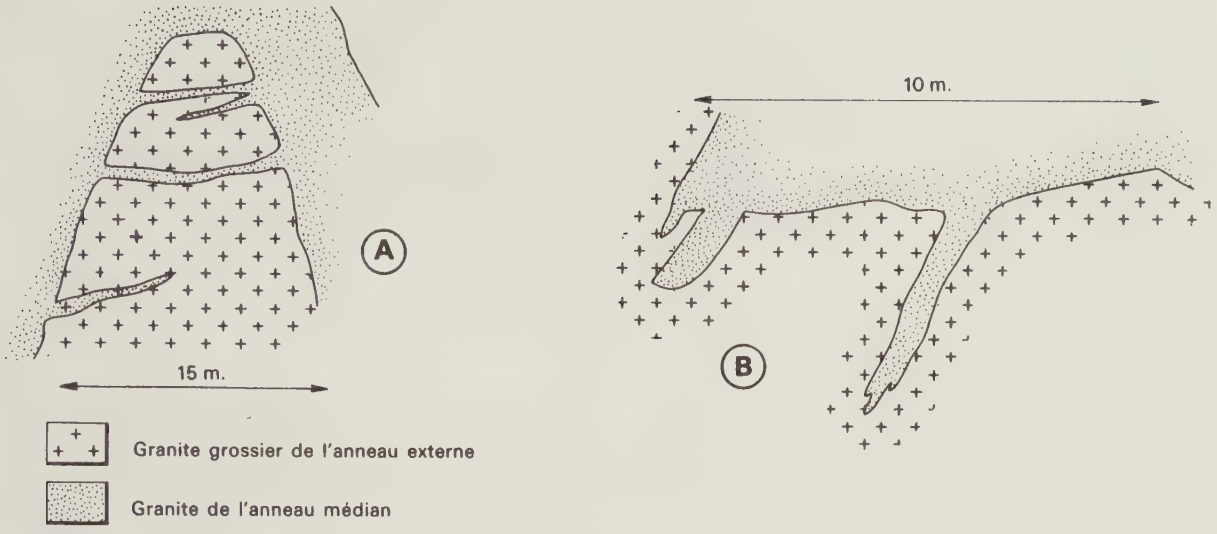


Figure 18 - AFFLEUREMENT N° 1

(coupes verticales)

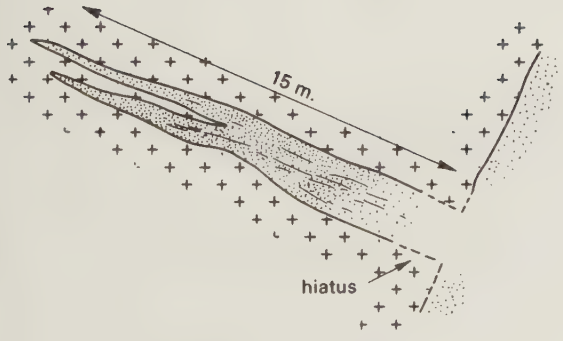


Figure 19 - AFFLEUREMENT N° 2

(Coupe verticale)

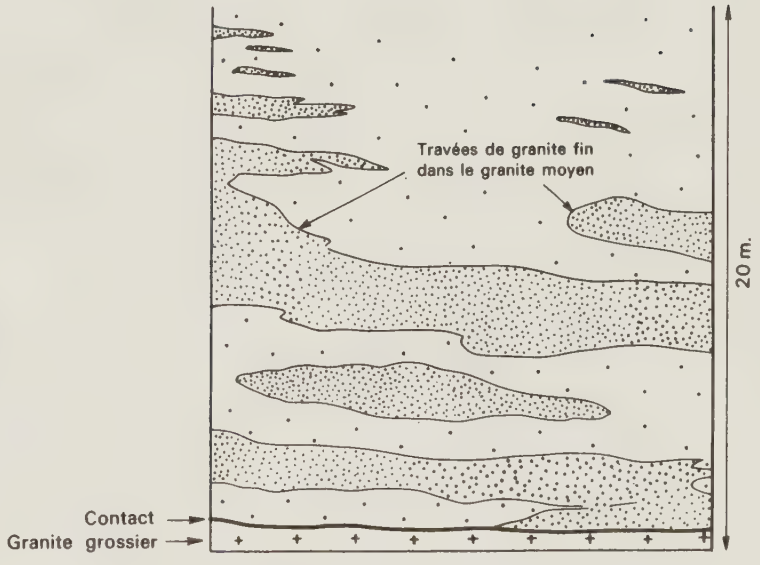
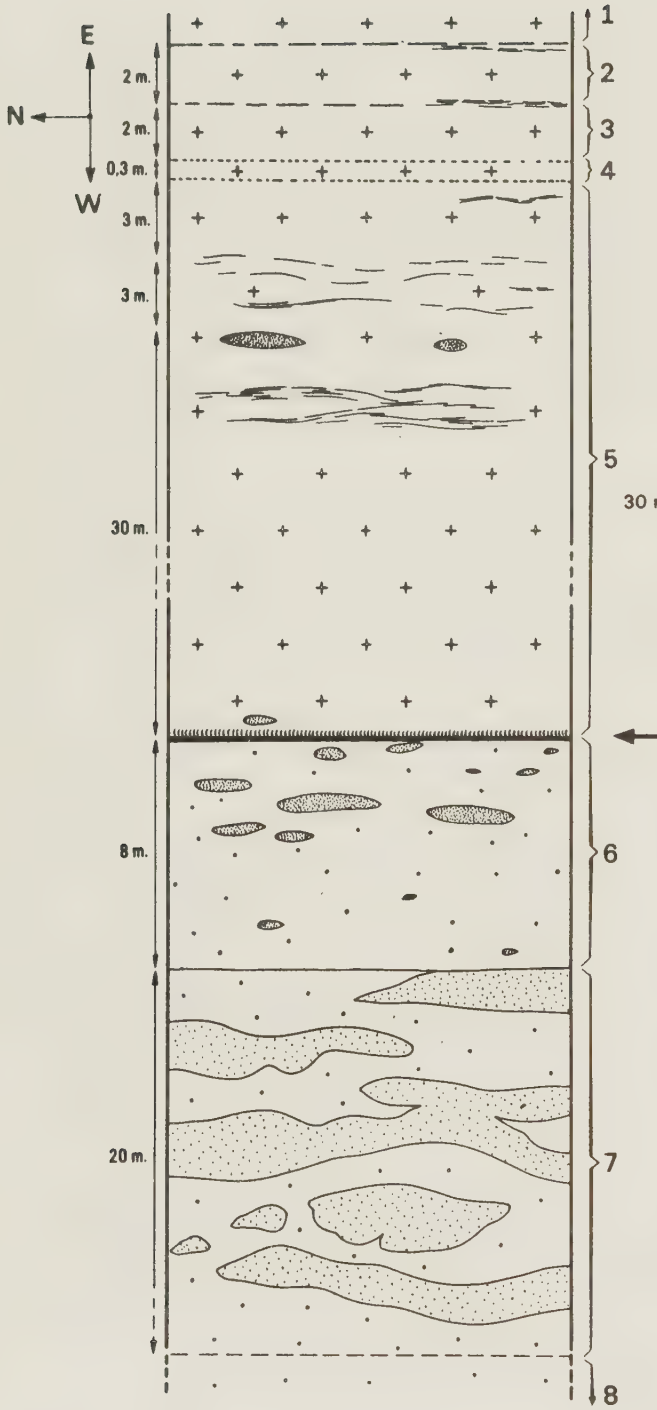


Figure 20 - CONTACT DES DEUX ANNEAUX DU TI-N-EZZOUA
AFFLEUREMENT N° 4

Vue en plan

Figures 18 à 20 - CONTACT DES ANNEAUX PÉRIPHÉRIQUE ET MÉDIAN DU TI-N-EZZOUA SUD :
DÉTAILS OBSERVÉS SUR LES AFFLEUREMENTS N°s 1, 2 et 4 DU TEXTE



LÉGENDE

ZONE 1 : Granite grossier de l'anneau périphérique, renfermant quelques schlieren de biotite, courts et tourbillonnaires.

ZONE 2 : Un peu moins grossier et plus sombre. Deux schlieren bordiers simples et peu marqués.

ZONE 3 : Granite grossier.

ZONE 4 : Comme la zone 2. Limites floues.

ZONE 5 :

- Premiers 3 mètres : granite grossier. 1 schlieren local de biotite.
- 3 mètres suivants : quelques longs schlieren, mal marqués.

30 m. :
- 10 mètres suivants : présence de quelques boules ou fuseaux microgrenus, nettement circonscrits. Un passage de schlieren assez bien marqués.
- 15 mètres suivants : granite grossier, presque dépourvu d'enclaves et de schlieren.
- 5 mètres suivants : id., avec quelques petites enclaves microgrenues

- Sur 5 cm. au contact avec la zone 6 : surfeldspathisation.

LE VRAI CONTACT DES DEUX ANNEAUX :

ZONE 6, "DE TRANSITION" :

Granite assez grossier, chargé d'enclaves microgrenues fusiformes, souvent volumineuses (en moyenne 0,4 x 0,1 m. maximum 2 x 0,5 m.).
La plupart des grosses enclaves se trouvent dans les 4 premiers mètres. Dans les 4 m. suivants, on en rencontre de plus petites et plus sombres.

ZONE 7 :

- 10 premiers mètres : cf. figure 20 Granite porphyroïde à gros phénocristaux mais à pâte de grain moyen, encombré d'enclaves floues et allongées de granite fin ("travées" de la fig. 20), différentes des enclaves microgrenues des zones 5 et 6.
- 5 mètres suivants : granite à grain moyen, moins porphyroïde presque sans enclaves.
- 5 mètres suivants : nouvelles "travées" de granite fin, baignant parfois dans du granite à très gros feldspaths K.

ZONE 8 : Granite à grain moyen de l'anneau médian.

Figure 21 - CONTACT DES ANNEAUX PÉRIPHÉRIQUE ET MÉDIAN DU TI-N-EZZOUA SUD : AFFLEUREMENT N° 5 DU TEXTE (Vue à plat)

2.2 - CONTACTS DES ZONES EMBOITEES DU TI-N-EZZOUA SUD

-a- Contact des anneaux médian et périphérique

Le contact affleure bien au Sud et à l'Ouest. Il plonge fort vers l'extérieur, et paraît net quand on ne l'observe pas de trop près. Mais son style ne cesse de changer d'une dalle à l'autre, ce qui le rend délicat à interpréter. Les figures 18 à 21 représentent quelques uns des affleurements caractéristiques, que j'ai placés par ailleurs sur la figure 15.

Premier groupe d'observations : le contact intrusif du NW

1. Affleurement n° 1 (figures 18 A et B). L'anneau médian s'entoure d'une espèce de réseau filonien au dessin fort complexe. Il émet dans tous les sens — et notamment à plat — des apophyses plus ou moins gauches, où le granite est devenu un peu plus sombre et plus fin. Dans ces filons, on remarque souvent des lisérés de biotite, parallèles aux épontes et parfois plaqués contre celles-ci.

2. Affleurement n° 2 (figure 19). Une formation d'allure filonienne, mais ondulée, paraît sortir de l'anneau médian. Des contrastes de granulométrie lui confèrent un certain rubanement parallèle aux épontes.

3. Affleurement n° 3, à quelques mètres du précédent. Contact très net, quoique sinueux. Du côté interne, on observe des lits parallèles de biotite, ou bien une frange d'épaisseur métrique où le granite, fin en moyenne, prend un aspect rubané (variations du grain et de la teneur en biotite). Du côté externe, le granite paraît au total moins modifié, mais renferme malgré tout des passages surmicacés, des schlieren diffus de granite fin, des amas feldspathiques. Ainsi, les deux granites en présence changent aux abords du contact.

Conclusion partielle : Les filons issus de l'anneau médian montrent que ce dernier recoupe la zone périphérique. Au N.NE, il aurait ainsi traversé la zone externe pour parvenir jusqu'à l'encaissant, comme le montre la carte de la figure 16.

Mais en même temps, on n'observe pas de preuves vraiment formelles d'une succession chronologique, comme le seraient des filons plans à bords parallèles, des enclaves polygonales ... L'affleurement n° 3 introduit même la possibilité d'un certain synchronisme des zones.

Deuxième groupe d'observations : le contact à l'Ouest et au Sud

1. Affleurement n°4. A l'Ouest le contact est assez abrupt. Cependant, de longues traînées d'un microgranite très porphyrique encombrent la bordure de l'anneau médian (figure 20). Larges de 50 cm en moyenne, elles ont des contours tout à fait quelconques et des limites diffuses. Nombreuses sur 5 à 10 m en partant du contact, elles se raréfient ensuite, mais existent parfois encore sur 30 ou 40 m.

Sur le terrain, tout se présente comme si l'anneau médian avait une bordure figée. Mais l'étude des lames minces ne confirme pas cette interprétation. On se serait attendu à trouver une texture d'origine clairement magmatique, sinon aussi une composition un peu plus basique que celle du granite courant (Didier, 1964). Or c'est le contraire que l'on remarque. S'il existe bien des "synneusis" entre les phénocristaux d'oligoclase — preuve certaine d'une formation dans un magma (Vance, 1969) — la mésostase ne montre pas, ou plus, de textures caractéristiques ; le microcline frais, quadrillé, non perthitique, forme un assemblage en mosaïque avec le quartz et avec un peu de plagioclase acide ; un vieux plagioclase, fort rare, est réduit à l'état de taches informes et sales. Le microcline attaque aussi le pourtour des phénocristaux de plagioclase, et semble donc, au total, révélateur d'une métasomatose potassique.

L'hypothèse d'une bande figée au contact de la périphérie paraît d'autant plus hasardeuse que l'on ne discerne pas, à cet endroit, de bons critères chronologiques. Il manque les filons des affleurements n°1 et 2, où d'ailleurs n'existe pas de bordure figée. Aussi doit-on douter *a priori* qu'au point n°4, la différence de température entre l'anneau périphérique et le magma de la zone médiane ait été suffisante pour provoquer contre le contact la prise rapide du matériel fondu.

Les traînées de microgranite ne représentent donc pas une "bordure figée" au sens où on l'entend couramment. Elles résulteraient d'une cristallisation rapide et irrégulière à l'aplomb de fissures ouvertes dans le toit, une fois mis en place le magma de l'anneau médian. Il s'agit donc bien de magma "figé", mais pas nécessairement en position de bordure, comme le montrera l'affleurement suivant [1].

---

(1) La fissuration devait également provoquer une percolation d'eau à travers l'ensemble du magma de l'anneau médian : le fait que la prise rapide ne se soit pas étendue à toute la masse semble montrer que cette percolation était lente par rapport à la vitesse de cristallisation du microgranite.

2. Affleurement n°5. La figure 21 représente une dalle du SE. Sa légende décrit toutes les nuances de la zone de contact : le lecteur peut constater combien elles sont subtiles ! Il suffit ici de schématiser. Le granite grossier renferme quelques schlieren de biotite. Nous retrouvons les traînées microgranites de l'affleurement n°4, plus réduites et, semble-t-il, situées à l'intérieur du vrai contact.

Un affleurement comme celui-ci ne permet pas de fixer l'âge relatif des deux granites en présence. Il suggère une cristallisation simultanée.

Les enclaves microgrenues des affleurements 4 et 5

1 - La présence de nombreuses enclaves microgrenues est un des traits marquants des deux derniers affleurements décrits, le second surtout (n°5). Pour la plupart, ces enclaves se trouvent dans le granite normal de l'anneau médian, à proximité du contact (fig.21). On en observe aussi dans les traînées de microgranite ; en général, on ne saurait les confondre avec ces dernières, grâce à toute une série de caractères : allure de fuseaux à bords verts (cf. planche 9, photo 3), rareté des phénocristaux, grain encore plus fin, teinte assez sombre, composition monzonitique (analyse 19), texture à plagioclases automorphes.

Les enclaves sous le microscope. Texture à plagioclases automorphes, plus ou moins bien réalisée ; cristaux longs et enchevêtrés, ou trapus. Microcline en proportion variable. Parfois, la recristallisation semble avoir remplacé la texture à plagioclases bien formés par une mosaïque de quartz + plagioclase + microcline (un peu comme dans les microgranites porphyriques de l'affleurement n°4, mais en moins poussé). De grands ferromagnésiens ont été pseudomorphosés en amas de biotite + quartz, et ce quartz attaque les phénocristaux de plagioclase.

2 - Une variété beaucoup plus rare d'enclaves s'observe dans le granite externe de l'affleurement 5, à quelques dizaines de mètres du contact.

Il s'agit de boules grises ayant la dimension du poing. Les phénocristaux sont des plagioclases longs d'1 à 2 cm, mais à l'oeil nu, on n'en distingue plus guère que les fantômes : en lame mince, ils se montrent attaqués par d'innombrables gout-

telettes de quartz qui s'éteignent ensemble par groupes. Certains de ces cristaux exhibent une zone centrale blanche au contour chagriné ; tous les produits d'altération s'y concentrent : elle représenterait le coeur plus calcique de l'ancien phénocristal, corrodé par la recristallisation en oligoclase à 20 - 25 % An qui progresse depuis l'extérieur.

Ces quelques enclaves, toutes groupées dans le même secteur, sont peut-être les restes d'une petite intrusion basique qui aurait éclaté en "pillows" dans le magma granitique (cf. Blake et al., 1965 ; Didier et Lameyre, 1969-a).

Conclusion provisoire à l'étude des relations entre les anneaux médian et périphérique

Les critères de chronologie sont de prime abord assez contradictoires. D'après les filons des affleurements 1 et 2, l'anneau médian recoupe la zone externe. Ceci est d'autant plus vraisemblable que la structure se montre excentrée vers l'Est, conformément à la polarité reconnue dans toute la région. Mais si l'on considère les affleurements 3 et 5, ainsi peut-être que le n°4, les deux granites auraient achevé ensemble leur évolution.

Le modèle proposé un peu plus loin (page 154) rend compte de ces caractères très nuancés.

-b- Contact de l'anneau médian et du corps central (fig. 22)

A l'Ouest. On voit le granite central s'entourer d'émissaires plus ou moins filoniens, au voisinage desquels l'anneau médian exhibe des amas surfeldspathisés et quelques grosses enclaves microgrenues. Certains filons, assez nets, rappellent celui de la figure 19 au contact des anneaux périphérique et médian ; ils peuvent néanmoins présenter de brusques et remarquables variations d'épaisseur (figure 22-B). Ailleurs on observe plutôt un mélange complexe avec des traînées confuses ou des loupes isolées de granite fin.

Au Nord. Le granite central devient plus sombre et encore plus fin dans le dernier mètre qui précède le contact (l'analyse n° m.10 est celle de la biotite de cette bordure enrichie en mica). Mais le granite médian change un peu, lui aussi, par décroissance légère du grain ou par une multiplication locale des grands microclines. On observe même des phénocristaux à cheval sur le contact, qui est progressif sur quelques centimètres.

Enfin à l'Est, j'ai remarqué un contact net, recoupé en biais par la direction commune aux feldspaths des deux granites (figure 22-D) (1) ; chaque roche envoie dans l'autre des apophyses courbées (figure 22-C).

En conclusion, l'anneau médian et le corps central sont essentiellement contemporains, ce que confirme d'ailleurs leur emboîtement tout à fait concentrique. Nous admettrons tout au plus que le centre émettait des filons dans un environnement un peu plus visqueux.

Dépourvu de limites nettes, l'axe alcalin du corps central représente la zone où se sont concentrés peu à peu les pneumatolytes quand les granites environnants finissaient de cristalliser.

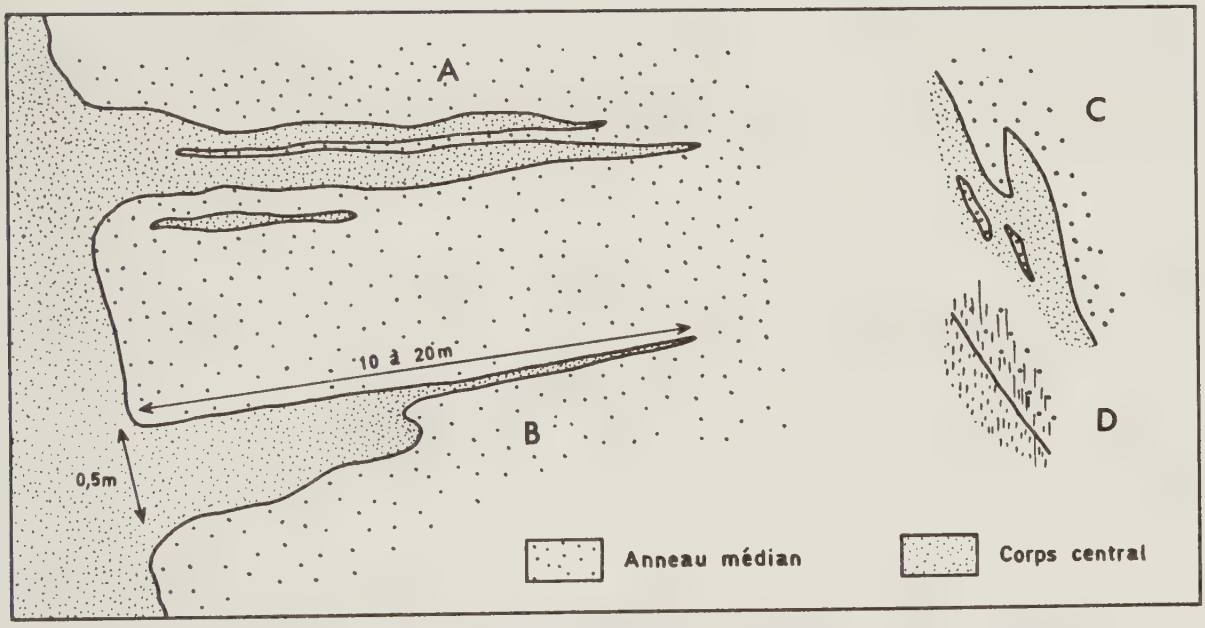


Figure 22 – DÉTAILS DU CONTACT DE L'ANNEAU MÉDIAN ET DU CORPS CENTRAL DU TI-N-EZZOUA SUD.
(Explications dans le texte)

---

(1) Le problème posé par les orientations minérales qui recoupent des contacts entre granites sera évoqué plus en détail à propos du massif d'Iseddiène (p. 231 et 235), ainsi qu'au chapitre XIII.

2.3 - INTERPRETATION DE LA STRUCTURE ANNULAIRE DU TI-N-EZZOUA SUD

Voici un premier exemple de structure annulaire dans les Taourirts. Pour en proposer ici une interprétation, il me faut anticiper en quelques mots sur l'acquis des chapitres suivants :

- les leucogranites périphériques ont plusieurs origines possibles : magma différencié dans les zones apicales, injections tardives de magma résiduel, remaniement post-magmatique de granites calco-alcalins ;

- les schlieren de biotite sont pour la plupart des figures d'écoulement différentiel.

Cet exposé brutal de faits sera justifié au chapitre XIII. La coupe théorique de la figure 23 illustre les relations des trois zones du Ti-n-Ezzoua Sud. On y remarque ainsi :

1 - La périphérie, avec ses deux sous-zones. Les schlieren ont pris naissance entre l'enveloppe leucogranitique, à peu près consolidée mais encore active, et l'intérieur moins visqueux.

2 - L'anneau médian. Il correspond à une nouvelle pulsation de magma, bien distincte de l'intrusion principale, comme le démontrent la structure excentrée vers l'Est et certains détails du contact. Au NW, recoupant du granite périphérique presque consolidé, l'anneau médian a émis des filons assez bien dessinés (1) ; au NE, il est même parvenu jusqu'à l'encaissant. Au Sud et au SW, cette nouvelle intrusion, grâce à son chimisme calco-alcalin et donc à sa température relativement

---

(1) Sur la fig. 23, on a cependant exagéré l'allure nettement intrusive du contact à cet endroit.

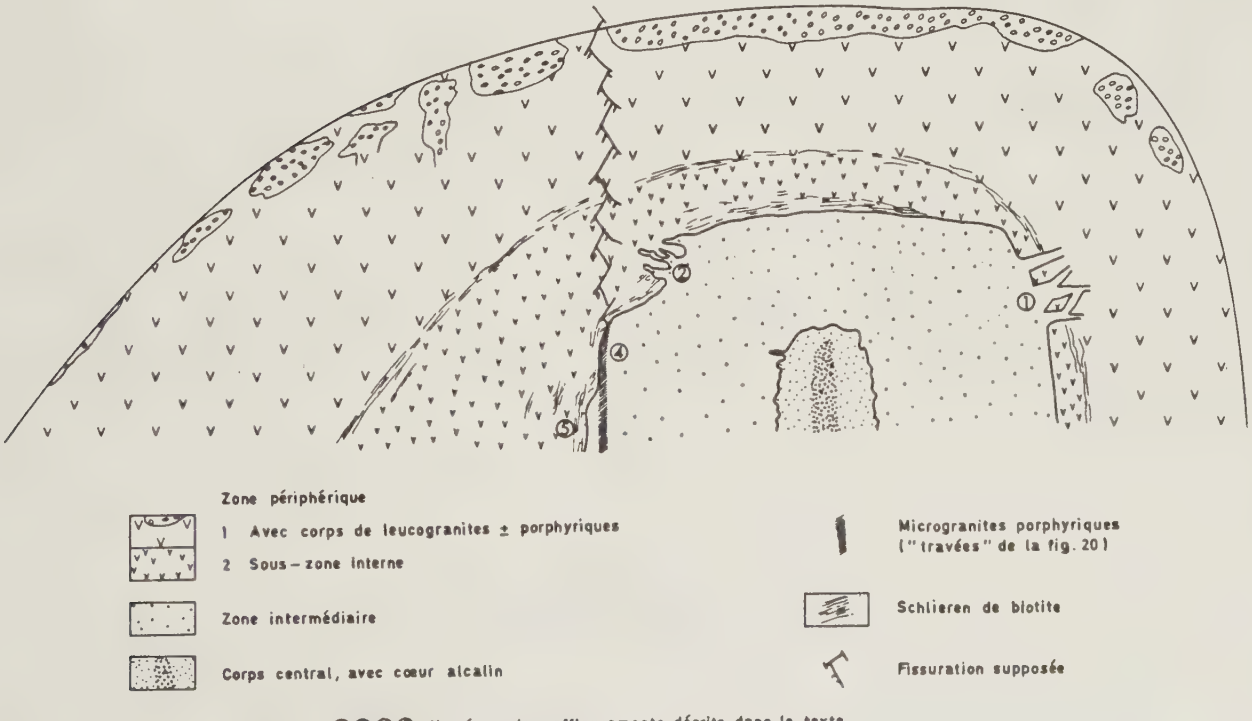
élevée, a pu remobiliser une frange du granite externe, lequel n'avait sans doute pas encore fini de cristalliser. D'où les schlieren d'aplite et de ferromagnésiens observés à l'extérieur du contact.

Beaucoup d'enclaves microgrenues se trouvent rassemblées là où se reflète une mobilité simultanée des deux granites. Sans chercher pour l'instant l'origine de ces enclaves, indiquons, parmi les facteurs possibles de regroupement, l'influence des courants de convection.

Localement, une fissuration courbe du toit, plus ou moins localisée à l'aplomb de la limite verticale, a fait cristalliser des traînées de microgranite porphyrique en bordure de l'anneau médian.

3 - Le corps central. On est moins sûr d'avoir affaire ici à un nouvel apport de magma. Peut-être ne faut-il y voir qu'une pulsation du centre encore fluide de l'intrusion précédente. C'est dans l'axe de ce corps central que se sont concentrés les pneumatolytes résiduels (F, Li_2O) et une faible minéralisation en wolframite.

Figure 23 - COUPE INTERPRETATIVE DU TI-N-EZZOUA SUD



3 - LES UNITES 3 A 6 DU TESNOU (1)

3.1 - LES UNITES 3

L'unité 3 s.str.

Un petit corps granitique de 4 x 2 km troue le côté oriental de l'unité 1. Curieusement situé au noeud d'un éventail de fractures qui divergent vers le NE, il entraîne un abaissement sensible de la crête de l'Adrar Tesnou et une réduction très nette de l'ampleur des dalles.

Structure et lithologie

L'unité 3 a une structure grossièrement concentrique, mais sans zones individualisées. Du granite à biotite affleure sur le pourtour. Il paraît avoir la même composition de granite subalcalin à monzonitique que les roches courantes des unités 1 et 2. Souvent peu porphyroïde (sauf au Sud), rarement bien orienté, de grain moyen à fin, il manque de caractères saillants. Retenons cependant deux détails :

- une proportion notable d'albite tardive, postérieure à l'oligoclase zonée, et de fluorine ;

- quelques textures de protoclase et de cristallisation sous contrainte (planche 18, photo 3).

Vers le centre de l'unité, on passe à des variétés roses, hétérogranulaires, puis à des aplites pauvres en biotite. La proportion d'albite et l'alcalinité croissent du même coup : c'est cette tendance que l'analyse 23 exprime.

---

(1) N°s 2, 3, 4 et 4' de mes rapports inédits.

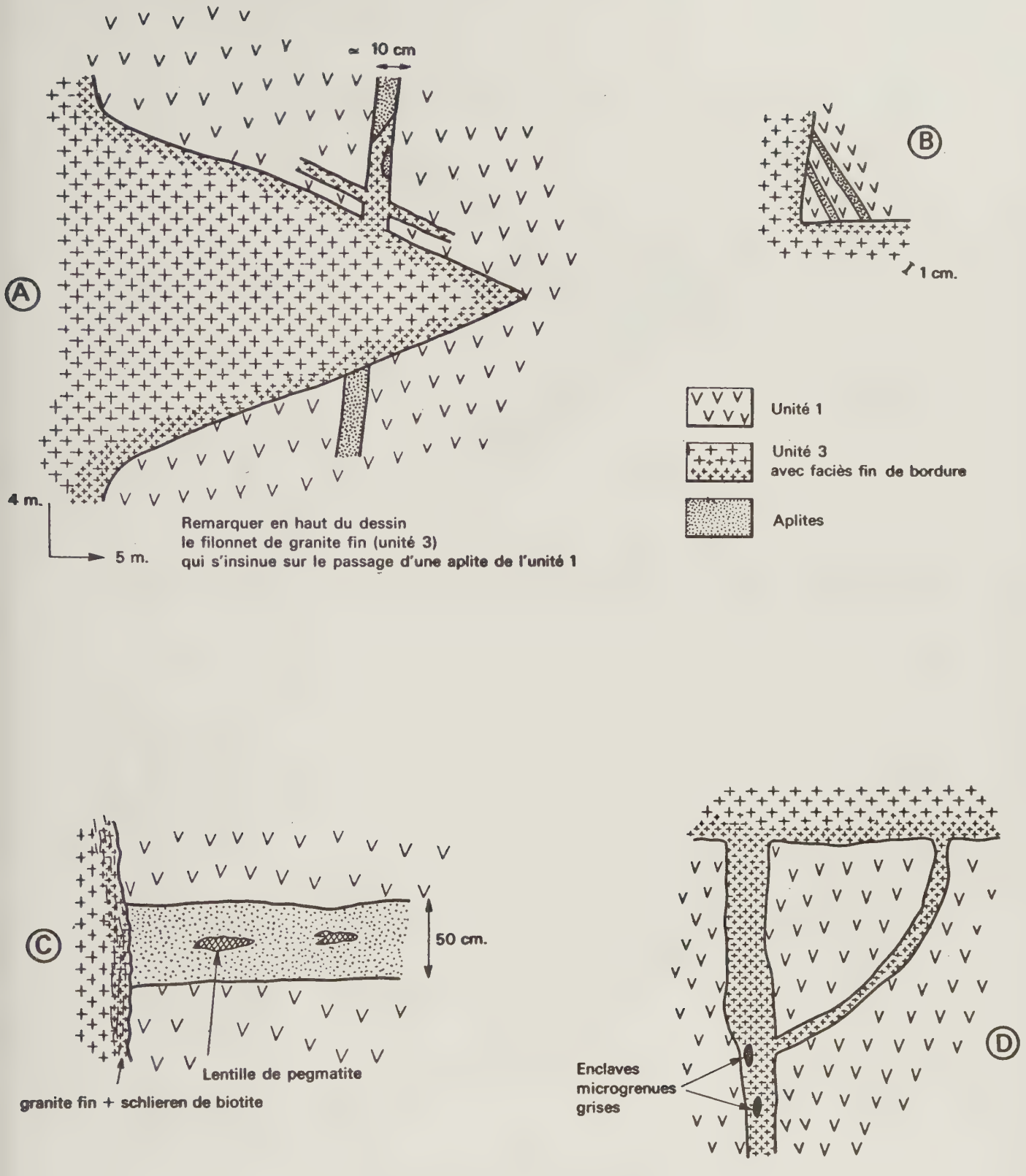


Figure 24 - DÉTAILS AU CONTACT S.W. DES UNITÉS 3 ET 1 DU TESNOU

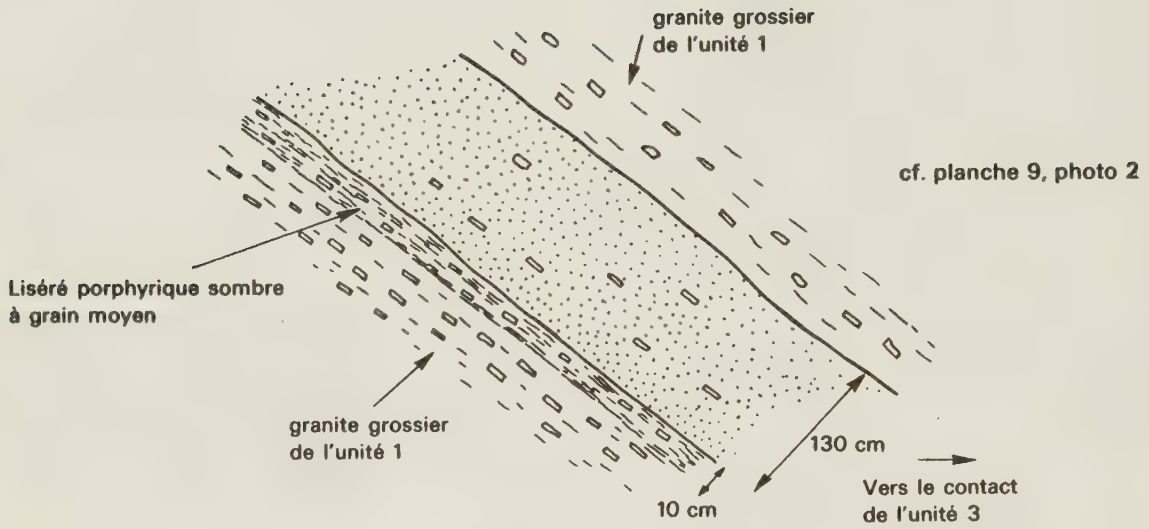


Figure 25 - COUPE SCHÉMATIQUE VERTICALE DU "FILON-ENCLAVE" DE PORPHYRE GRANITIQUE AUX ABORDS DE L'UNITÉ 3

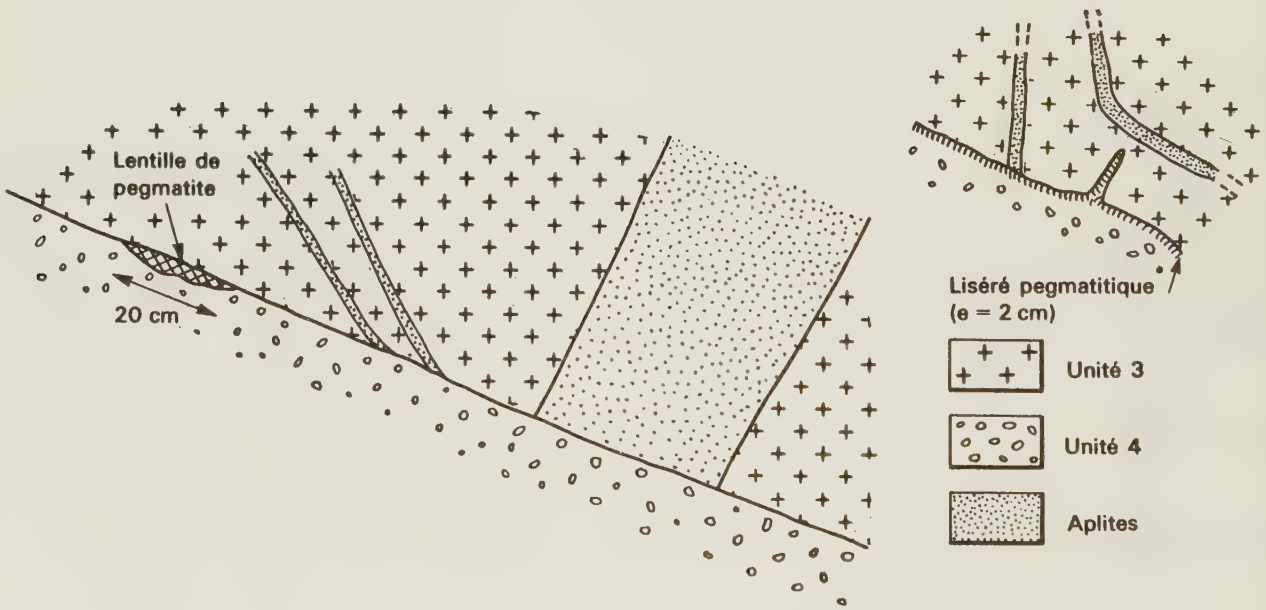


Figure 26 - DÉTAILS DU CONTACT DES UNITÉS 3 ET 4

Le contact avec l'unité 1 est souvent vertical. Au Sud cependant, il pend de 30° vers cette direction[1]. Partout, il tranche les grands filons plats d'aplite qui sillonnent l'unité 1 (figure 24).

Le granite de l'unité 3 devient un peu plus fin ; au contact même, il renferme quelques petits nids de pegmatite, s'enrichit en traînées de biotite et d'accessoires (grenats, rarement vus ailleurs ; apatite, zircon, allanite). Les figures 24 (A à D) montrent quelques détails. Les affleurements dessinés sont très rapprochés les uns des autres ; je les ai situés collectivement sur la figure 15.

Aucun doute : l'unité 3 est postérieure au Tesnou 1. Les arguments ont la netteté qui faisait défaut dans les Ti-n-Ezzoua.

Le "filon-enclave" de granite fin porphyrique

Un long panneau de granite fin un peu porphyrique s'observe dans l'unité 1 à quelques mètres du bord ouest de l'unité 3 (emplacement indiqué sur la figure 15). Epais de 1,30 m, il est incliné de 40° environ vers le Tesnou 3. A sa bordure inférieure, il se trouve séparé du granite environnant par un liséré de 10 cm où la roche a des caractères mixtes : grain intermédiaire, teinte grise, texture porphyrique marquée (fig. 25 et photo 2 de la planche 9).

Le filon paraît antérieur au refroidissement du granite grossier : c'est un "dyke synplutonique" (Walker, 1969 ; Pitcher et Berger, 1972 - voir également ci-après, p. 313). Recoupé par les filons de l'unité 3, il se présente comme un précurseur de celle-ci.

---

(1) D'où l'inflexion du contour de l'unité 3 sur la carte.

L'unité 3bis ou "Trident" [1]

Le "Trident" reste séparé de l'Adrar Tesnou par un étroit chenal de schistes. Mêmes dimensions, mêmes types et même répartition des granites que pour l'unité 3. Des filons d'aplite à tourmaline existent près du contact avec l'encaissant.

Les unités 3 et le corps central du Ti-n-Ezzoua Sud

Le centre du Ti-n-Ezzoua Sud est constitué par un granite fin banal, entourant un coeur de granite alcalin. Or nous venons d'observer les mêmes types de granites [2] et le même genre de dispositif dans l'unité 3 et dans le "Trident".

Tous ces corps granitiques, qui se ressemblent aussi par la taille, s'alignent parallèlement à la direction principale des schistes environnants (N 10 à 15° E). On peut donc les juger synchrones ; rappelons en effet qu'une évidente polarité d'Ouest en Est caractérise l'ensemble du Tesnou.

Par conséquent, le hiatus chronologique entre les Tesnou 3 et 1 est plus important qu'entre le corps central et l'anneau externe du Ti-n-Ezzoua. L'agencement mutuel des unités 3 et 1 du Tesnou représente ainsi le cas extrême d'une structure concentrique ! Au Ti-n-Ezzoua, la succession des zones a été rapide, la structure n'est que légèrement excentrée vers l'Est. Dans l'Adrar Tesnou, l'unité 3 se présente comme un corps central de l'unité 1, qui aurait migré jusqu'au bord de celle-ci.

---

(1) Nom donné par la mission Janiak 1955-1965.

(2) Le Ti-n-Ezzoua central est plus différencié, mais cela ne change rien au fond.

3.2 - L'UNITE 4 (PIC DE TESNOU)

L'Adrar Tesnou se relève dans l'unité 4 (7,5 x 5 km) pour donner une des plus belles envolées en hauteur de tout l'Ahaggar : 850 m d'un seul jet [1].

Les granites

Nous retrouvons un granite grossier, moins porphyroïde et moins bien orienté toutefois que dans les unités 1 et 2, plus alcalin aussi en moyenne (analyse 24). La direction dominante des feldspaths, entrevue ici ou là, est N 140 à 150° E. Les plagioclases sont un peu plus sodiques et moins zonés que dans les Tesnou 1 et 2.

Il existe des variations très claires, plus nettement alcalines : au Nord, un faciès de bordure non porphyroïde ; au centre et à l'Est, des masses nuageuses d'aplite porphyrique.

L'unité 4 est rayée par de grandes fractures en patte d'oie qui convergent sur le bord Est du massif 3. D'où une rubéfaction fréquente des granites. Au SE, on note une véritable cataclase. Comme dans l'Est de l'unité 1, la roche laminée présente l'orientation N 160° E et a cristallisé (en partie au moins) pendant la déformation : d'où des perthites en flammèches courbes, si typiques [2], ainsi que des quartz étirés et recristallisés ...

Les contacts avec les massifs 1 et 3

On devait tout naturellement rechercher le contact occidental du Tesnou 4 sur le prolongement des schistes laminés qui pénètrent dans le complexe par le Nord. Il y a là une zone de broyage qui pince des copeaux d'encaissant à la suite les uns des autres.

---

(1) Le record de dénivellation est de 1 500 m à la Garet-el-Djenoun, mais il y a d'abord 800 m d'éboulis !

(2) Planche 18, photo 3.

Aux abords du contact avec l'unité 1, le granite grossier du Tesnou 4 tend à perdre son aspect porphyroïde. Puis, à quelques mètres de la limite, il se charge de masses aplitiques. Au contraire, le granite plus grossier de l'unité 1 ne change pas.

Le contact avec l'unité 3 est plus facile à saisir, car les roches sont mieux contrastées et la zone broyée venue du Nord s'atténue (figure 26, voir l'emplacement sur la figure 15). Il tranche net les aplites du Tesnou 3. Des pegmatites renforcent souvent la limite de l'unité 4, en donnant des lentilles décimétriques ou une frange continue de 1 à 2 cm. Quelques lambeaux de cornéennes, allant du centimètre au décimètre, subsistent dans le Sud de la zone de contact : ils s'alignent évidemment avec les reliques plus importantes du Nord.

Conclusion : L'unité 4 recoupe sans équivoque le Tesnou 3. A plus forte raison, elle est postérieure à l'unité 1, fait que le contact avec cette dernière suggérait déjà assez bien.

3.3 - LES UNITES 5 et 6

Voici à nouveau des pointements modestes, dont les dimensions sont à peu près celles des unités 3 (4 km de long). Rien de bien remarquable dans le paysage : des collines basses qui soudent les contreforts du Pic de Tesnou à l'édifice assez important du Ti-n-Akkor.

Une première intrusion échancre le bord oriental de l'unité 4. Assez franc au Sud, le contact est jalonné par quelques lentilles de pegmatite ; l'unité 5 émet des filons. Au Nord, la limite est beaucoup plus difficile à saisir.

Quant au pointement appelé Tesnou 6 [1], il semble accolé au précédent de l'autre côté de la discordance intrapharusienne qui passe à cet endroit. Malheureusement, un oued masque les rapports des deux unités : impossible de vérifier si elles sont contemporaines ou non. La polarité du complexe suggère *a priori* qu'elles ne le sont pas, mais la très grande ressemblance pétrographique incite ici à se méfier de ce genre de raisonnement.

---

(1) La "granulite" du rapport Janiak, 1956, et sans doute aussi celle de G. Flamand, 1903.

En effet, un même granite alcalin forme l'essentiel des deux massifs. Equigranulaire et non porphyroïde, il a un grain moyen (2 mm). Le décrire, ce serait pratiquement recopier ce qui concerne le coeur de la masse centrale du Ti-n-Ezzoua Sud (page 148 et planche 15, photo 3). Ajoutons toutefois que la roche présente souvent des traces de cataclase (proximité de l'accident qui longe la discordance, comme je l'indiquerai à propos des relations avec l'encaissant) ; de ce fait, elle prend une teinte jaunasse. Précisons surtout que le mica est souvent encore uniaxe et bien coloré, en brun ou en gris vert foncé (analyse m.11) ; les analyses ont révélé une teneur notable en lithium. A ce mica coloré s'ajoute du mica lithinifère à 2 V variable, gris foncé sur l'échantillon mais presque incolore en lame mince (analyse partielle m.12).

De fait, le granite n'est pas vraiment homogène. Dans l'Est de l'unité 6, il se montre plus leucocrate et tend à disparaître dans des bouffées aplitiques (analyses 25 à 28). Les micas se raréfient au total, deviennent dans l'ensemble moins teintés (mais ceci non sans exceptions : l'échantillon de l'analyse m.11 provient d'un amas local de mica très coloré). Sous le microscope, on aperçoit alors quelques grains de topaze et de cassitérite(1).

Ainsi, l'unité 6 évolue d'Ouest en Est dans le sens d'une richesse croissante en pneumatolytes. On comprend qu'elle concentre presque toutes les minéralisations du complexe de Tesnou (à l'exception des indices, vraiment mineurs, de Ti-n-Ezzoua). Il s'agit surtout de wolframite, localisé dans les lentilles de quartz qui abondent sur les bords Est et Sud de la coupole. Mais une fois de plus, ces indices ne présentent aucun intérêt économique (Janiak, 1956).

---

(1) Ainsi que de grenat. Mais j'en ai aussi signalé au contact de l'unité 3.

4 - LE TI-N-AKKOR (OU TESNOU 7)

Vu de l'Est ou de l'Ouest, le Ti-n-Akkor a le profil crénelé d'un château-fort. Avec ses "créneaux" qui dominent de peu les restes d'un plateau sommital, il fait même penser à quelque donjon massif. Une zone aplanie entoure complètement cet édifice sur une largeur d'1 km en moyenne. Le tout forme un stock presque circulaire, d'un diamètre de 6,5 à 7 km.

4.1 - LES GRANITES

Le granite courant

Il s'agit d'un granite monzonitique, renfermant à l'oeil nu :

- quartz (25 à 30 % de la roche), en amoncellements un peu disjoints ;
- feldspath potassique rose, bien formé, pauvre en inclusions, parfois cerné de plagioclase. Les cristaux ne dépassent pas 1,5 à 2 x 0,7 à 1 cm, d'où une certaine discrétion de la texture porphyroïde ;
- plagioclase blanc, pouvant former de longues baguettes ;
- biotite assez dispersée (un peu moins de 10 % de la roche), accompagnée d'amphibole en quantité bien moindre.

En lame mince :

Belle texture à plagioclases automorphes. Rares indices de protoclase : cas d'un plagioclase bréchifié sur ses bords, et cimenté par des veines d'un plagioclase un peu plus sodique (figure 91-B, page 367).

Microcline inégalement quadrillé, assez riche en inclusions. Les cristaux enrobés d'oligoclase seront décrits au chapitre XIII. Présence de microcline II interstitiel, bien quadrillé et non perthitique.

Oligoclase faiblement zonée (An 20-22 % rarement dépassé au coeur des cristaux). Des taches diffuses de plagioclase un peu plus sodique rongent ces cristaux par l'intérieur, en se laissant plus ou moins guider par les plans de clivage. Quelques macles Albite-Carlsbad. Nombreuses synneusis.

Biotite brun-vert, parfois un peu chloritisée, hastingsite subordonnée.

Accessoires courants (zircon, apatite, allanite, sphène ...) ; fluorine dans les plagioclases, avec un peu d'épidote et de séricite tardives.

En résumé, ce granite a une belle allure de roche magmatique, mais a été légèrement marqué par les phénomènes post-magmatiques. Ce sont comme d'habitude les feldspaths, avec leurs formes et leurs relations mutuelles, qui nous fournissent certains des meilleurs arguments.

Existe-t-il alors une "fluidalité" ? Dans l'ensemble, les microclines ne matérialisent rien de bien net. Mais ici et là, on discerne une orientation plane, verticale, à dominante N.NW-S.SE (comme en bien des endroits des Tesnou 1, 2, 4 ...). Par contre, la biotite reste dispersée sans ordre, sauf dans les schlieren dont il va être question ci-dessous.

Répartition. Le granite le plus grossier, auquel s'applique le mieux la description précédente, occupe la ceinture arasée du Nord et de l'Ouest, dans le secteur où passe la piste automobile d'Alger à Tamanrasset. Ailleurs, on trouve des variations plus fines, impossibles à cartographier, qui ont pu contribuer à la conservation du donjon central dans le paysage.

Le leucogranite de l'Ouest

Une légère boursouflure gonfle le contour occidental du massif, au contact du Tesnou 6. Elle n'a guère plus de 500 m de large. Le granite y varie d'Est en Ouest.

A l'Est, il consiste en un leucogranite subalcalin, rose, assez grossier (grain de 4-5 mm) mais non porphyroïde.

Les biotites sont rares (moins de 5 %) et isolées, les quartz sont globuleux et plus ou moins groupés en chapelets ou en amas ; on n'observe pas d'orientation.

Sous le microscope, j'ai remarqué surtout :

- de grands microclines peu automorphes, peu quadrillés, avec quelques taches de perthite maclée albite.

- Des plagioclases non zonés, comprenant :

  1. de l'oligoclase assez automorphe. Elle est corrodée par le microcline ;
  2. de l'albite envahissante, plus abondante que dans le granite courant du Ti-n-Akkor, moins que dans les Tesnou 5 et 6.

- De la biotite verte, corrodée, abritant des fuseaux de feldspath potassique entre ses lamelles disjointes (cf. Chayes, 1955, Poty, 1969).

- Peu d'accessoires.

Le leucogranite montre donc la coexistence, assez rarement réalisée, entre des réarrangements deutériques déjà vigoureux, et la cristallisation primaire qui a donné les oligoclases automorphes.

Ainsi décrite, cette roche n'affleure que sur quelques dizaines de mètres. Vers l'Ouest, divers changements ne tardent pas à se manifester : la teneur en biotite augmente un peu, il apparaît des nuages d'aplite et de pegmatite, voire des amas micacés (dans l'un de ces derniers, la biotite pseudomorphose des cristaux presque centimétriques de hornblende (planche 16, photo 4). Le grain diminue un peu, et l'on arrive ainsi en 100 ou 200 m à proximité du Tesnou 6 ...

4.2 - LES CONTACTS ENTRE GRANITES

Contacts du leucogranite et du Ti-n-Akkor

A 5 m maximum de la limite, le grain décroît beaucoup et devient celui du Tesnou 6 (2 mm). Le contact lui-même, difficile à placer, est net, sans accident filonien. Le granite de l'unité 6 est très albitique à cet endroit, avec des quartz arrondis et isolés ; une frange d'aplite le borde au contact sur 1 à 2 cm. Il renferme les lentilles de quartz à wolfram et des amas micacés.

Deux grosses loupes d'une diorite du Pharusien inférieur se trouvent sur ce contact.

En conclusion, chacun des deux massifs change aux abords de l'autre. On peut donc les décréter contemporains. Notons que Ti-n-Akkor s'est différencié vers l'Ouest, "à la rencontre" du Tesnou qui venait en sens inverse. La raison en est peut-être structurale (noeud de failles ?).

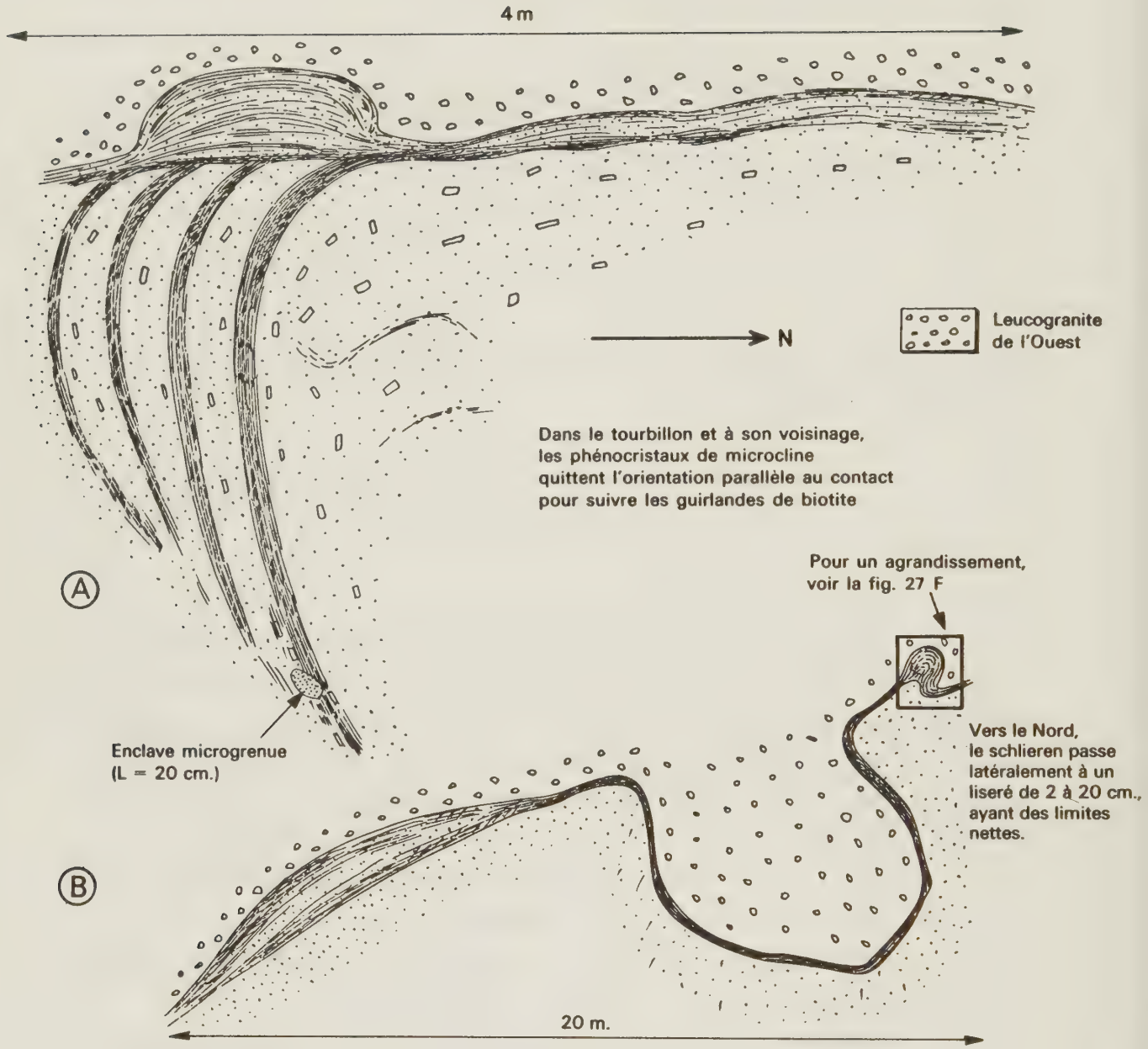
Contact du granite courant de Ti-n-Akkor et du leucogranite : les schlieren micacés

Il donne le plus accessible des beaux affleurements de mon étude (figure 15 pour la localisation, 27 pour les détails. Voir aussi les photos de la planche 10).

Le granite de Ti-n-Akkor commence par devenir un peu plus fin et plus sombre que d'habitude. Contre le contact, il renferme d'admirables schlieren surmicacés, qui sont riches aussi en hastingsite [1] et accessoires. Les guirlandes noires ondulent en se conformant à peu près aux sinuosités du contact, mais non sans donner des tourbillons localisés (figure 27 A). Dans le détail, on voit se répéter des "rythmes" de 5 cm où la cristallisation part des minéraux sombres et aboutit aux minéraux clairs (figure 27 C). Le leucogranite corrode souvent le schlieren externe (C et D ; planche 10, photo 7). Il forme même des protubérances (B, mais surtout D et E) qui peuvent évoquer la pénétration d'un matériau visqueux par un milieu plus fluide (Elder, 1970). La figure 27 F montre sans doute un fragment de schlieren incorporé dans le leucogranite et recristallisé.

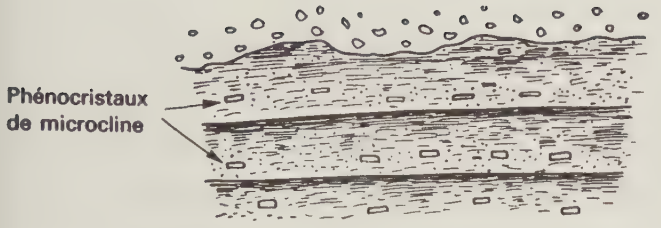
---

(1) Analyse II de l'annexe IV (tableau 5). $n'g = 1,690 \pm 0,002$; $n'p = 1,673 \pm 0,001$.

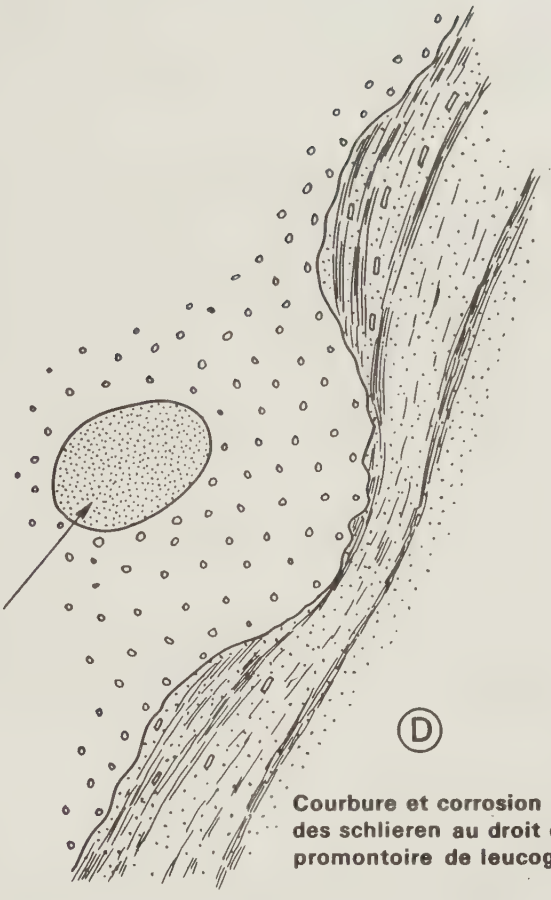


Figures 27 A et B - SCHLIEREN SURMICACÉS DU TI-N-AKKOR, AU CONTACT AVEC LE LEUCOGRANITE DE L'OUEST

(vus à plat)

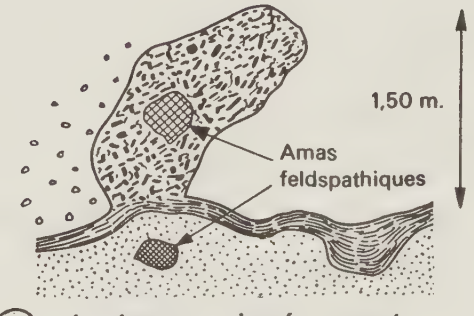


Ⓒ **Corrosion des schlieren par le leucogranite, et "rythmes"**
La limite nette des rythmes est du côté externe



Ⓓ **Courbure et corrosion des schlieren au droit d'un promontoire de leucogranite**

Ⓔ **Comme Ⓓ avec une courbure plus prononcée et une tache surfeldspathisée**



Ⓕ **Lambeau surmicacé compact dans la zone où les schlieren se rétrécissent**

Figures 27 C à F - SCHLIEREN DU TI-N-AKKOR (suite)

A 300 m au Nord, la zone de contact s'étale sur quelques dizaines de mètres. Les lits de biotite ont un fort pendage vers l'Ouest, c'est-à-dire vers l'extérieur du Ti-n-Akkor.

Les schlieren feront l'objet d'une discussion au chapitre XIII. Ce sont des figures d'écoulement, des courants de convection figés. De tels courants naissaient peut-être d'un effet de paroi froide (proximité du matériel alcalin, moins chaud que le magma monzonitique de Ti-n-Akkor ?). Ils rassemblaient les premiers minéraux formés (accessoires, hastingsite, biotite).

5 - EVOLUTION CHIMIQUE DU COMPLEXE DE TESNOU D'APRES LES ANALYSES DE ROCHES

Présentation des résultats (Analyses 14 à 29 de l'annexe III).

On peut se laisser aller sans trop de remords à comparer les analyses, car elles sont presque toutes sorties en une seule série du même laboratoire. Les diagrammes (figures 28 et 29) traduisent l'alcalinité croissante du complexe au cours de son évolution. Le groupe des différenciés alcalins - surtout les Tesnou 5 et 6, mais aussi le Tesnou 3 str.s. - est bien en évidence. Le point du Ti-n-Akkor avoisine celui de l'enclave microgrenue à composition monzonitique. Avec ce massif, l'évolution revient en arrière. Elle tend même à reculer au-delà de l'unité 1. Un facteur nouveau a joué au cours de la pétrogenèse.

Autres remarques

Les points de l'unité 1 sont fort dispersés, n'évitant que le domaine des granites alcalins et le voisinage de l'enclave microgrenue. J'ai réuni par un trait les points correspondant aux analyses 14 et 15, faites dans deux laboratoires différents sur le même échantillon du granite très porphyroïde d'Arhelad (mais non sur la même poudre).

Le point représentatif du Tesnou 4 se trouve entre ceux des unités 2 et 3, alors que l'on se serait attendu à retrouver ici l'ordre de succession des massifs. Cette anomalie est peut-être due à un échantillonnage insuffisant ; en effet, d'après l'étude pétrographique, l'échantillon analysé du Tesnou 3 est certainement plus alcalin que la moyenne de l'unité.

C'est aussi pour des raisons d'échantillonnage que la ressemblance de l'unité 3 et du corps central de Ti-n-Ezzoua n'apparaît pas sur les diagrammes. L'échantillon du Tesnou 3 est un leucogranite déjà très évolué ; ceux du Ti-n-Ezzoua proviennent de la partie périphérique du corps central, où le granite n'a pas encore acquis son chimisme alcalin.

Enfin, le groupe des granites alcalins inclut le "Ti-n-Akkor" de Bourcart et Denaeyer, sans doute échantillonné dans l'unité 6 à proximité du véritable Ti-n-Akkor.

D'après le diagramme R/Si (fig. 28), une évolution vers le pôle alcalin semble amorcée dans le granite courant à biotite du corps central de Ti-n-Ezzoua Sud (on sait par l'étude pétrographique que cette évolution se confirme au coeur même de l'intrusion). Sur le même diagramme, remarquons la position du Tesnou 4, à mi-chemin entre l'unité 1 et les alaskites des unités 5-6 ; enfin, le massif 5 serait un peu moins évolué que le n°6.

- Le triangle $Na_2O/K_2O/CaO$ (fig. 29) complète le graphique R/Si en séparant les rôles respectifs de la soude et de la potasse. Ainsi, l'évolution générale du complexe se fait par augmentation relative de Na_2O (la raréfaction de la biotite joue pour cela dans le même sens que l'accroissement de la teneur en albite) ; l'unité 5 se place ici encore en retrait de l'unité 6.

Comparaison avec le chimisme du Tig'elamine

Une comparaison entre Tesnou et Tig'elamine s'impose : ces massifs contigüs reflètent à eux deux toute l'activité plutonique ayant affecté le Pharusien supérieur de la région. Malheureusement, nous ne pouvons aller très loin dans cette voie car l'échantillonnage du Tig'elamine est insuffisant.

- Sur le diagramme de Niggli, les points représentatifs du grand pluton s'intercalent parmi ceux du Tesnou (figure 30) (1).

Ici encore, le graphique R de Jung et Brousse (figure 28) est le plus clair. Deux essaims tendent à s'individualiser : l'un, correspondant à des granites monzonitiques au sens strict, comprend l'enclave microgrenue, le Ti-n-Akkor et les analyses 7-8-9 du Tig'elamine ; l'autre, avec des granites potassiques à tendance subalcaline, réunit le granite porphyroïde grossier de Tig'elamine (analyse 5) aux unités 1 et 2.

---

(1) Mais les analyses des deux massifs ne sortent pas du même laboratoire.

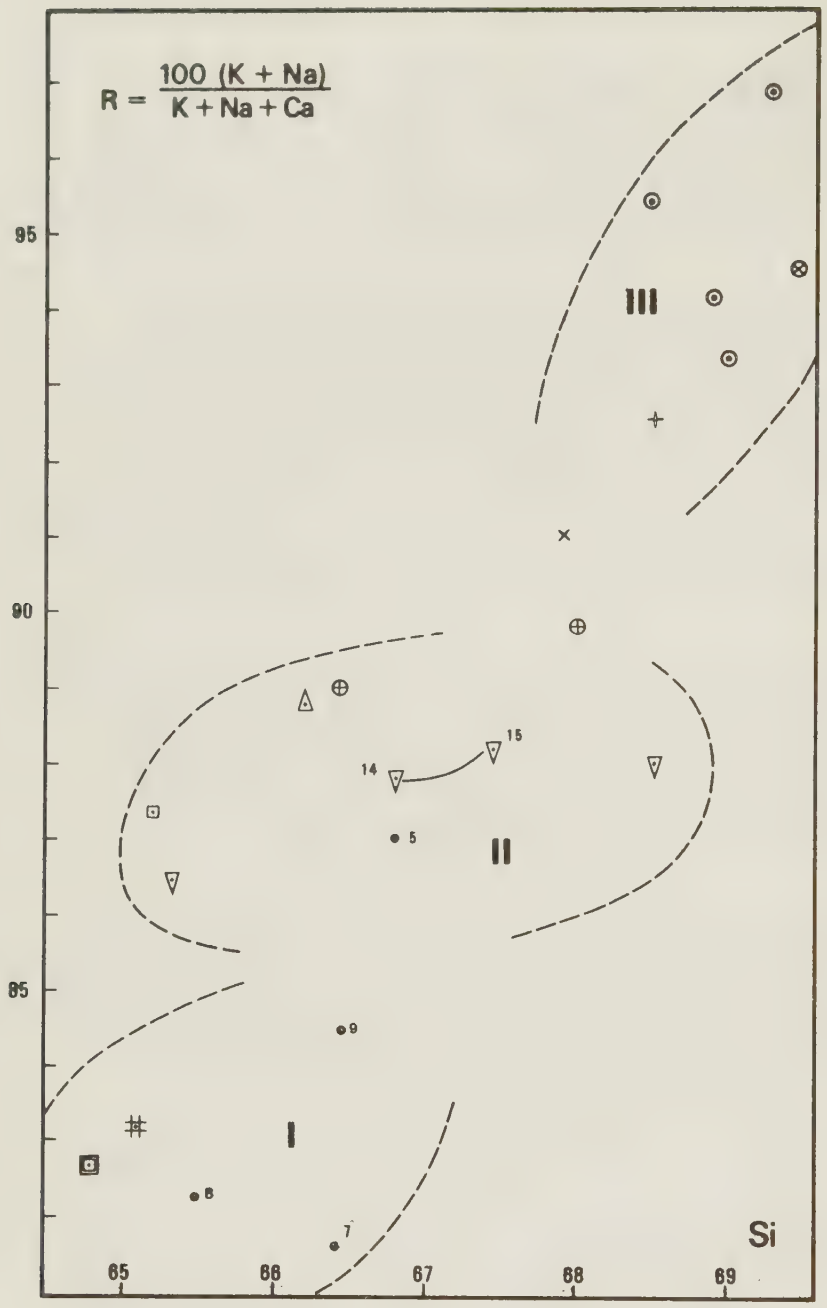


Figure 28 - DIAGRAMME R/Si DE JUNG ET BROUSSE POUR LE TESNOU ET LE TIG'ELAMINE

III Domaine des différenciés alcalins
II Domaine des granites subalcalins
I Domaine des granites monzonitiques

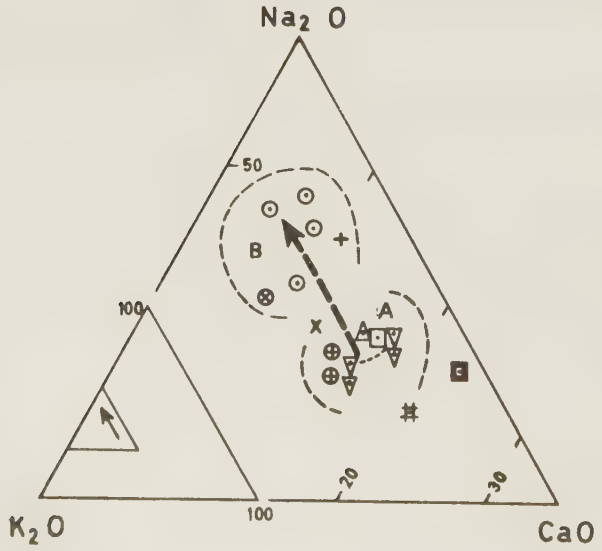


Figure 29 — DIAGRAMME Na_2O - K_2O - CaO POUR LE TESNOU
Domaine (A) : Unités 1 à 3
Domaine (B) : Différenciés alcalins

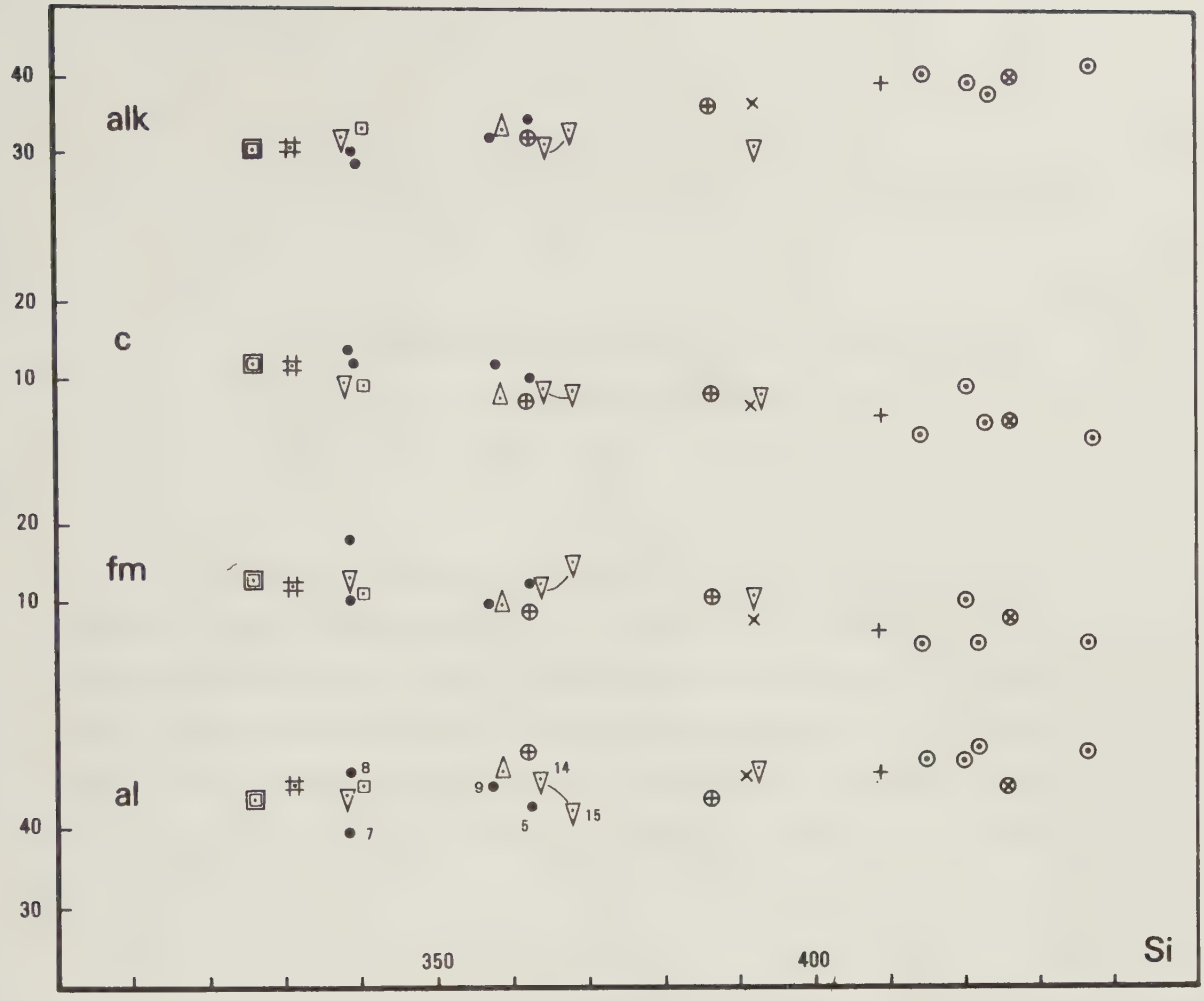


Figure 30 - DIAGRAMME DE NIGGLI
POUR LES GRANITES DE TESNOU ET DE TIG'ELAMINE

- • Tig'elamine (5 : γ porphyroïde grossier de l'Est ; 7 : pointement intrusif dans l'Est 8 et 9 : granites de l'Ouest.)
- ▽ Tesnou 1 - Analyses 14 à 17 (14 et 15 : analyses du même affleurement du granite d'Arhelad).
- △ Ti-n-Ezzoua Nord (analyse 18)
- ▣ Enclave microgrenue dans le Ti-n-Ezzoua Sud (analyse 19)
- ⊡ Anneau intermédiaire du Ti-n-Ezzoua Sud (analyse 20)
- ⊕ Corps central de Ti-n-Ezzoua Sud (analyses 21-22)
- \+ Faciès alcalin de l'unité 3 s.str. (analyse 23)
- × Unité 4 (n° 24)
- ⊙ Unité 6 (nos 25 à 28)
- # Ti-n-Akkor (n° 29)
- ⊗ Analyse Bourcart - Denaeyer, dite "Ti-n-Akkor".

Légende commune aux figures 28 à 30

6 - COMPOSITION ET STRUCTURE DU COMPLEXE DE TESNOU : RESUME

Le complexe comprend 9 massifs élémentaires, mais compte tenu de certaines possibilités de jumelage, je n'ai distingué que 7 "unités". On y rencontre surtout diverses variétés de granite porphyroïde à microcline ± perthitique, oligoclase subautomorphe zonée, biotite ferrifère. Outre ces roches dont le chimisme est subalcalin à monzonitique, il existe des différenciés alcalins, à microcline non perthitique, albite, mica lithinifère, fluorine, parfois même à topaze, cassitérite et wolframite. L'alcalinité des granites croît de l'unité 1 jusqu'aux massifs jumeaux n°5 et 6. Mais le Tesnou 7 (ou Ti-n-Akkor) représente une nouvelle venue de granite calco-alcalin, où la hastingsite s'ajoute à la biotite.

Une polarité exceptionnellement évidente a échelonné d'Ouest en Est la succession des mises en place. Les contacts entre unités sont nets. Ils permettent pour la plupart de fixer sans ambiguïté l'ordre chronologique des mises en place : dans les meilleurs des cas, on voit un massif trancher les aplites de l'autre (contact des unités 3 et 1, 4 et 3) ; d'autres fois, l'unité récente envoie des filons plus ou moins contournés dans le granite antérieur, et le laps de temps séparant les deux mises en place a été plus bref (contacts 2-1 surtout, et 5-4). Il arrive plus rarement que les roches en présence soient contemporaines : on le constate avec le Ti-n-Akkor (unité 7) et le Tesnou 6, peut-être aussi avec les unités 5 et 6 dont le contact — si tant est qu'il existe — n'affleure pas.

L'unité 2 (Ti-n-Ezzoua Sud) présente une structure concentrique à trois zones. Elle s'est constituée de façon centripète par des pulsations rapprochées dans le temps.

SECTION B

LE COMPLEXE DE TESNOU ET SON ENCAISSANT

Deux facteurs au moins concourent à expliquer le plan si original du complexe de Tesnou : avant tout, la polarité ouest-est, sur laquelle il est inutile de revenir ici ; mais aussi l'hétérogénéité lithologique des abords de la discordance intrapharusienne (figure 15) ———— . Les conglomérats du Ti-n-Elendis et les cipolins qui les longent à l'Est tendaient à bloquer l'extension du complexe. Ainsi, le Ti-n-Ezzoua Sud recoupe les conglomérats et s'arrête juste derrière contre les calcaires, ici fort puissants. Ces assises diminuent d'épaisseur vers le Nord et passent de N 15° E à N 10° W, comme la discordance toute proche : c'est à cet endroit que les unités 4 et 5 franchissent le barrage.

> En étudiant les relations du Tesnou 1 et de l'orogenèse, nous verrons que l'accident longeant la discordance a coulissé pendant l'histoire du complexe. Il est tentant de relier la torsion des strates à ces mouvements tardi-orogéniques et d'en déduire la création d'une zone de faiblesse qui aurait déterminé l'emplacement des unités 4 à 7.

Ces remarques d'ordre général étaient suggérées par l'examen de la carte. L'étude du terrain va se révéler très instructive, notamment autour de l'unité 1. Mais, eu égard aux possibilités ouvertes par le sujet, elle restera exploratoire.

1 - LE TESNOU 1 ET LA SERIE DU PHARUSIEN SUPERIEUR :

DEFORMATIONS ET METAMORPHISME DE CONTACT AU NORD DE L'UNITE. LIAISON AVEC L'OROGENESE. MODE DE MISE EN PLACE.

L'unité 1 est concordante à l'Ouest, où le contact semble d'ailleurs faillé, et tout à fait au Sud de son bord oriental. Au SE, elle se montre légèrement discordante.

Très différente est l'image visible au Nord. Les schistes sont violemment rebroussés aux abords du granite, d'une manière qui nous remet assez bien en mémoire les diapirs de Tinnirt et de la feuille Aseksème-Ifetesène.

1.1 - LES DEFORMATIONS LIEES AU GRANITE

L'étude se déroule dans un domaine de 6 km^2, triangle de collines noires qui s'arrête au NW contre l'oued Tig'elamine et se voit sur la photo aérienne NG 31 IV-V, n° 216 (figure 31).

La série pharusienne, d'orientation N-S à N.NE — S.SW, est en général très redressée. Je n'ai pas analysé les déformations régionales, équivalentes des phases P1 et P2 de Tinnirt. L'existence de plis ayant les caractéristiques de P2 est certaine, notamment en bordure du pluton de Tig'elamine (voir page 95) ; celle de P1 est probable mais non établie par l'observation des plis correspondants. Les linéations L2 oscillent de part et d'autre de l'horizontale.

Une déformation reprend les structures précédentes aux abords du Tesnou 1. Les plis, comme ceux de la phase 3 à Tinnirt, ont des plans axiaux redressés (pendages de 70 à 80° N en moyenne) ; quand ils affectent

Figure 31 L'EXTRÉMITÉ NORD DE L'UNITÉ 1 DU TESNOU, ET SON ENCAISSANT

(d'après la photographie aérienne : NG-31 IV-V, n° 216)

des couches verticales, leurs axes sont également verticaux. On peut les appeler P3. Mais leur morphologie et leur direction de plan axial varient en fonction de l'emplacement par rapport au granite.

- a - Les plis P3 et la schistosité S3 à l'Est du grand axe de l'unité 1

Cette zone orientale, de beaucoup la plus étendue, permet d'observer l'intensité croissante des phénomènes en fonction inverse de la distance au granite.

La description qui va suivre ne reflète qu'une moyenne : du fait que certains bancs se plissent mieux et plus tôt que d'autres, on ne peut s'attendre à trouver la même intensité des déformations en tous les points situés à égale distance du contact. (La remarque vaut surtout pour les parties externes de l'auréole).

A 6 ou 7 km du granite, on ne discerne à l'oeil nu qu'un fin gaufrage sur les plans S1 ou S2 de la schistosité régionale. Cette linéation correspond à l'intersection de S1 ou S2 avec un clivage de "strain-slip" tout juste amorcé. Dans un stade vraiment embryonnaire de la déformation, le fond quartzo-sériciteux de la roche ondule, mais le clivage tardif ne se voit pas encore, bien que l'on pressente son futur emplacement. Il semble que la biotite n'apparaisse qu'avec le clivage (1).

Au début, ce microplissement n'affecte que quelques bancs. Le "strain-slip" a un fort pendage nord, et s'oriente à N 110-120° E.

En approchant du granite, on constate la vigueur croissante des déformations et l'apparition de nouvelles structures.

Des microfissures de tension affectent les bancs les plus compétents, qui parfois ne dépassent pas 1/2 cm d'épaisseur. Longues de 1 mm, et remplies de biotite brune, elles sont souvent perpendiculaires au "strain-slip cleavage" (figure 35, p. 176).

---

(1) Tout au moins dans certains bancs. Il peut exister une biotite plus ancienne, liée à l'auréole du Tig'elamine.

Puis de véritables plis décimétriques apparaissent, avec des plans axiaux orientés à N 110-135° E et pentés à 75-85° N. Ils sont en général dissymétriques, leurs flancs courts se trouvent du côté de l'intrusion. Une schistosité matérialise très souvent les plans axiaux. Elle relaye le "strain-slip" de la zone plus externe (planche 8, photos 2 et 3).

Plus près encore du granite, cette schistosité S3 s'affirme. Elle brise les charnières ou les flancs courts des plis P3. A la limite, elle fait disparaître ces plis. Jusqu'à environ 1 km du contact, elle se superpose aux surfaces antérieures — S1 ou S2 — sans les supplanter. Quand les deux systèmes de plans acquièrent une importance égale, ils concourent à débiter la roche en baguettes pointues subverticales (planche 8, photo 4).

Il semble qu'à la pointe nord du massif (fig. 31), on voit s'amorcer une échine souterraine qui s'ennoie doucement le long de la ligne axiale. Cette échine, telle une étrave de navire fendant les flots, donne l'impression de dévier vers l'Est les bancs les plus proches, et de les repousser les uns contre les autres avec une vigueur qui croît vers le Sud. S3 amorce un mouvement tournant en conformité avec la convexité du contact granitique.

A 1 km du granite, le moulage du contact par S3 devient effectif. La nouvelle schistosité tend alors à oblitérer les surfaces préexistantes, mais ceci de façon plus ou moins complète selon les endroits. A cause du métamorphisme de contact, le débit des roches perd en finesse, surtout aux abords de la ligne axiale. Très près de celle-ci, le granite est frangé sur 200 à 300 m par des cornéennes assez massives, où les bancs correspondant aux surfaces S restent néanmoins bien discernables. S3 n'apparaît plus guère que sous la forme de cassures d'aspect fruste. On observe des plis P3 - ou supposés appartenir à ce système - mal réglés, peu développés, pouvant ne pas dépasser le centimètre en amplitude. Cette atténuation des structures 3 s'explique peut-être par la présence, déjà évoquée ci-dessus, d'une échine de granite à faible profondeur : au lieu d'être normal à l'attitude primitive de S, le contact lui serait ici plus ou moins parallèle.

-b- P3 et S3 à l'Ouest du grand axe de l'unité 1

Les schistes ont été légèrement refoulés vers l'Ouest. La schistosité S3 est maintenant orientée à N 60-80° E. Pourtant, elle matérialise encore les plans axiaux de replis. Mais ces plis ont une toute autre allure qu'à l'Est. Plus larges, souvent incomplets, ils se réduisent la plupart du temps à de molles ondulations. Ici encore, la paresse du plissement provient sans doute de la faible valeur de l'angle formé par la trace de la schistosité régionale et du contact granitique.

-c- P3-S3 sur le prolongement de l'axe du Tesnou 1

Le raccord des deux directions de schistosité tardive s'observe dans l'axe du massif. On voit parfois S3 s'infléchir. Mais on note plus souvent le relai brutal d'une direction par l'autre, non sans des récurrences de celle des deux qui est en train de céder la place : d'où un tracé en ziz-zag. Plus à l'Ouest, il subsiste des secteurs limités où la direction de S3 est N 150° E au lieu de E.NE-W.SW.

Figure 32 – Ondulations P_3 et double clivage S_3 sur la ligne axiale du Tesnou 1.

Sur la ligne axiale, certains bancs peu plissés apparaissent découpés par les deux familles de surfaces S3 qui correspondent peut-être ici à des directions conjuguées (fig. 32). Les plans axiaux de ces plis très ouverts ne semblent pas matérialisés.

Même à l'Ouest, en plein dans la zone où S3 se trouve en principe proche de E-W, il existe des passages où elle reste à N 150° E.

-d- Replis et schistosité à plat. Interférences avec P3-S3

Certains bancs sont affectés par un clivage de fracture assez fruste qui plonge de 20° au Nord. Ce débit matérialise les plans axiaux de vagues ondulations (10 cm à quelques mètres d'amplitude) ou de plissottements centimétriques mal ordonnés (fig. 33, cf. fig. 6 C).

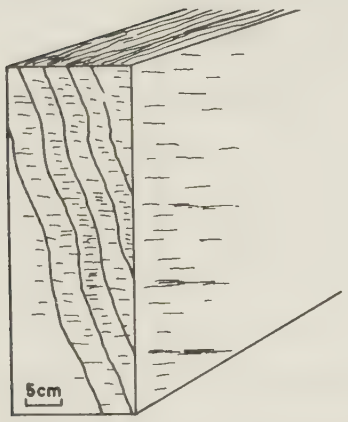


Figure 33 – Ondulations Pγ et clivage fruste Sγ

Nous croyons reconnaître là certaines des structures Pγ-Sγ de Tinnirt, formées par la poussée ascendante du granite (p. 60, § b.3). Mais ici, elles sont beaucoup moins répandues et restent peu marquées. On ne les connaît que vers l'extérieur de la zone déformée, là où les surfaces S3 sont encore discrètes. Comme à Tinnirt, ces structures "Pγ" et "Sγ" semblent antérieures à P3 et S3, ou tout au moins à la fin de cet épisode 3.

Les axes des microplis Pγ et les intersections de Sγ avec S-S1 ou S2 définissent une linéation Lγ (fig. 35).

Il existe des plis et des schistosités à caractéristiques intermédiaires (plongements axiaux et pendages entre 20° et 80°), résultant peut-être d'un synchronisme entre les deux déformations.

1.2 - LE CONTACT, L'AUREOLE METAMORPHIQUE ET LES PEGMATITES A MUSCOVITE

a - Le contact

Le granite n'est pas folié aux abords du contact. Tout au plus distingue-t-on une légère fluidalité plane à fort pendage externe (1), et quelques indices de protoclase. Les bancs correspondant à S (on peut presque toujours les repérer malgré l'emprise du métamorphisme de contact) sont tranchés net. Sous le point culminant de l'Iziikar-ouin-Ataram, le contact est en dents de scie, avec de courts tronçons bien rectilignes : il paraît donc contrôlé par les plans de faiblesse des cornéennes (surfaces S, diaclases) (planche 8, photo 5). Par conséquent, le Tesnou 1 reste discordant, malgré la tentative d'accordance forcée que traduit le mouvement des schistes.

---

(1) Une étude structurologique fine mettrait peut-être en évidence une orientation beaucoup plus nette qu'on ne peut la soupçonner à l'oeil nu.

b - Le métamorphisme de contact : description

Il se manifeste surtout le long de la ligne axiale du massif, et ne s'en écarte guère de plus de 2 km. Je ne décrirai que les paragenèses alumineuses qui sont de loin les mieux représentées et les plus échantillonnées. Il existe aussi quelques bancs calciques.

1 - L'auréole externe

Loin du granite, le métamorphisme débute par la cristallisation épisodique de biotite brune. Le phénomène est difficile à saisir à ses débuts. Quand la biotite s'oriente dans le clivage de "strain-slip", souvent d'ailleurs accompagnée par de la séricite, on ne peut douter qu'elle traduise l'influence du Tesnou. Mais parfois, les mêmes lames la montrent aussi dans la foliation régionale, se faisant ployer en même temps que cette dernière par les micro-ondulations qui annoncent P3 ; on peut se demander si cette biotite là n'est pas due au pluton de Tig'elamine. Dans cette partie externe de l'auréole, on observe souvent des porphyroblastes post-cinématiques de chlorite, répartis au hasard (figure 34).

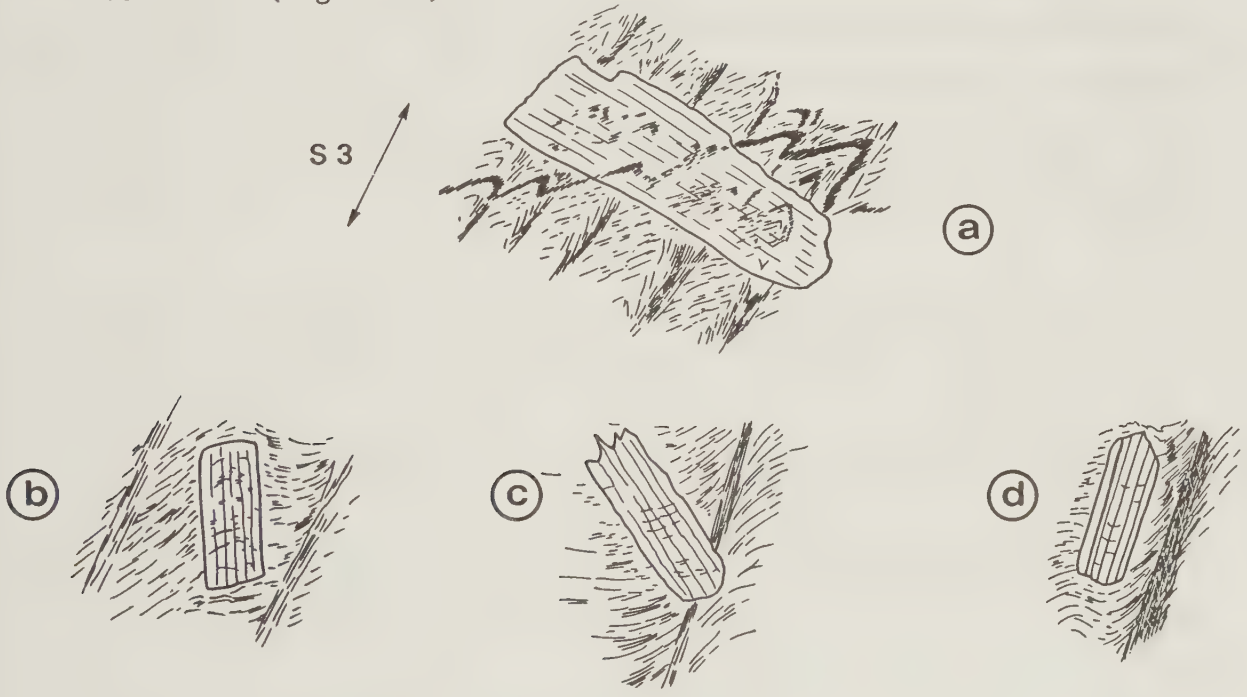


Figure 34 – PORPHYROBLASTES DE CHLORITE FOSSILISANT LES MICROCHARNIÈRES P3.

2 - La zone intermédiaire

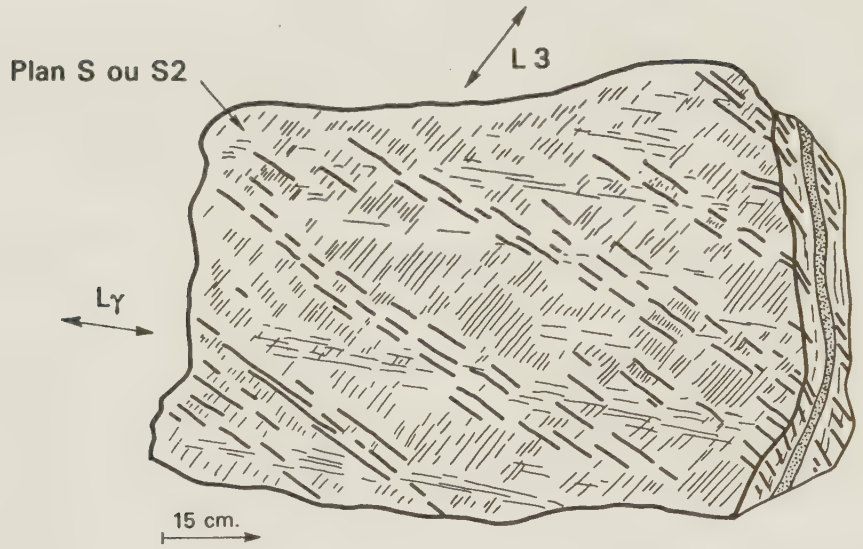


Figure 35 – L_γ, L3 ET MICROFISSURES BIOTITISÉES.

La biotite certainement liée au Tesnou s'accompagne souvent de muscovite, mais l'emporte sur elle en abondance. Elle remplit des fissures d'extension (figure 35), envahit les plans axiaux des plis tardifs mais se concentre particulièrement aux intersections avec S. Elle forme parfois de petits amas, allongés parallèlement aux intersections S/S3 ; il est probable que certains d'entre eux, qui sont moulés par la foliation, représentent des pseudomorphoses. On ne voit guère que la cordiérite à proposer comme ancien minéral.

Toute cette biotite (avec la muscovite qui l'accompagne souvent) paraît syn- à post-cinématique. Parfois ployée par P3, elle peut au contraire former des "arcs polygonaux" dans d'autres plis P3. En même temps, elle souligne les plans axiaux de ces microplis (figure 36).

L'abondance de la tourmaline verte croît dans toute cette zone à mesure que l'on approche du granite. Il arrive que les prismes soient parallèles aux charnières P3.

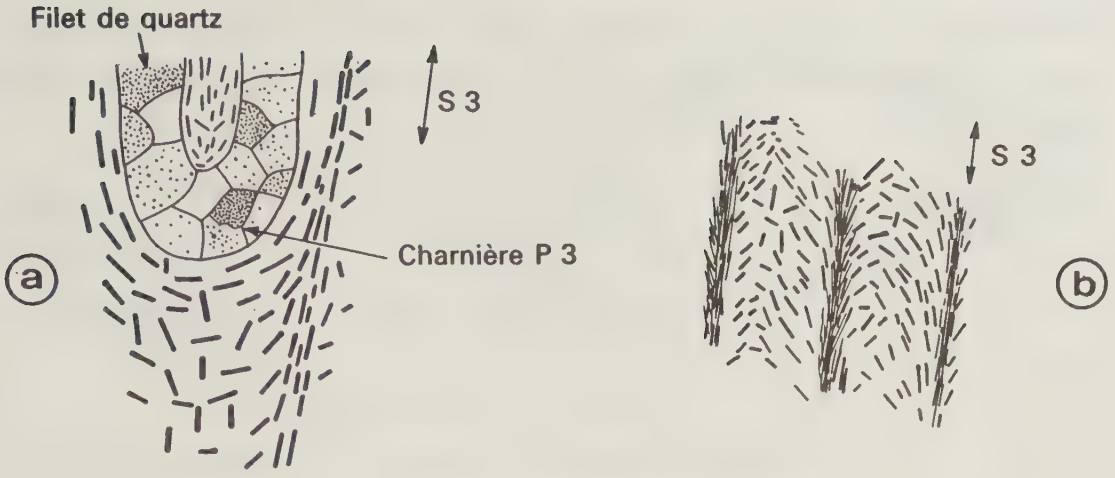


Figure 36 – « ARCS POLYGONAUX » DE BIOTITE, VUS SOUS LE MICROSCOPE.

3 - L'auréole interne : premier groupe d'affleurements

Le métamorphisme augmente beaucoup près de la ligne axiale du massif dans le domaine où S3 l'emporte sur les surfaces régionales, c'est-à-dire à 1 km environ du contact (en distance apparente).

Dans des cornéennes brunes, déjà assez compactes, probablement peu éloignées en réalité de l'échine qui prolonge le massif en profondeur, on observe l'association : cordiérite + orthose + biotite brune (très abondante) + oligoclase + quartz (faciès "cornéenne à feldspath K -cordiérite").

L'orthose dessine des petites plages arrondies, très limpides et poecilitiques.

La muscovite primaire a disparu par réaction avec la biotite et avec le quartz (aux coefficients près : Musc + Bi + Qz $\rightleftarrows$ Cord + Or + H_2O, d'après Winkler, 1967) [Réaction 4]. Par contre, il existe de la muscovite deutérique (ou hystérogène).

La cordiérite forme des "grains de riz", frais mais bourrés de petites inclusions. Elle est souvent maclée et zonée, avec un coeur moins poecilitique que le pourtour. Lorsque les surfaces S sont encore

discernables, on voit les blastes s'aligner sur les linéations d'intersection S/S3. Sinon, les grains de riz apparaissent aplatis et dispersés au hasard dans S3.

Même dans les passées les plus sinueuses séparant les cordiérites, la biotite reste intacte ou à peine tordue (cf. planche 8, photo 9). C'est dire qu'elle a fini de cristalliser après l'arrêt de la déformation, ou juste avant.

4 - L'auréole interne : étude d'un affleurement situé au contact du granite (1)

1 km environ à l'Est de la pointe du massif, on rencontre des cornéennes soudées au contact. Elles sont donc plus proches du granite que les précédentes, mais en contrepartie plus éloignées de la ligne axiale où le métamorphisme était maximum. L'affleurement ne prolonge pas les cornéennes à cordiérite "en grain de riz" ; un oued mal placé empêche non seulement de voir ce qu'elles deviennent contre le granite, mais aussi de saisir comment les cornéennes que je vais décrire maintenant passent à la zone externe de l'auréole. De toute manière, la composition minéralogique va nous apprendre qu'il ne pouvait s'agir des mêmes sédiments à l'origine.

Les cornéennes de ce nouvel affleurement sont noires, graphiteuses, riches en tourmaline brune (2). Les bancs restent visibles ; certains d'entre eux montrent des plissottements centimétriques avec amorce de "strain-slip cleavage", mais on ne voit pas les vraies structures P3 - S3.

L'absence de la biotite est frappante. Les associations observées comprennent : cordiérite, andalousite, orthose, muscovite primaire, (fibrolite ?), à quoi il convient d'ajouter une prolifération de muscovites hystérogènes.

---

(1) L'affleurement est désigné par une flèche sur la figure 31.

(2) Alors que les tourmalines plus externes étaient vertes.

Figure 37 — Dans l'auréole interne du Tesnou 1 : traînées graphiteuses et porphyroblastes de cordiérite phyllitisée.

La cordiérite forme ici des globules centimétriques, entièrement pseudomorphosés en phyllites (clinochlore notamment). A la différence des grains de riz précédents, elle devait être pauvre en inclusions. Elle a cristallisé avant la fin des déformations (écrasement des traînées graphiteuses contre les cristaux, et rotation de ces derniers), mais après le début de l'épisode P3 (quelques uns des amas phylliteux renferment des restes de traînées sinueuses à graphite) (fig. 37).

L'andalousite accompagne la cordiérite dans certains bancs. Schématiquement, il paraît exister deux formes et deux générations de cristaux.

D'abord des prismes assez trapus, longs d'1 cm ou plus, toujours séricitisés. Ils seraient sensiblement contemporains de la cordiérite car les relations avec les plissottements de la roche sont les mêmes.

Puis des baguettes longues et graciles (de l'ordre de 1 à 2 cm x 1 à 2 mm), parfois séricitisées (mais pas toujours). Les traînées graphiteuses ne sont qu'à peine infléchies autour d'elles. D'ailleurs, déjà à l'oeil nu, on voit ces andalousites plantées intactes en travers de la foliation.

L'andalousite en baguettes est donc pratiquement post-cinématique ; rappelons qu'il en existe dans l'auréole du "Reg Nathalie".

L'orthose semble encore abondante, mais au lieu de donner des éponges arrondies, elle forme des petits grains d'aspect comparable aux cristaux de quartz. La fibrolite, très ténue et donc d'identification délicate, aurait envahi certaines andalousites avant la muscovitisation secondaire.

La muscovite primaire est abondante dans une lame mince. Elle suit les plissottements de la roche, mais en formant des "arcs polygonaux", et se trouve reprise dans les cristaux plus larges de la muscovite hystérogène. La lame mince montre de petites sections d'andalousite (1/4 à 1/2 mm^2), autour desquelles la muscovite manque ou se raréfie sur une distance de 0,2 à 0,3 mm. On voit ainsi se produire la réaction classique [5], qui complète la réaction [4] quand le quartz et la muscovite sont en excès :

[5] 1 muscovite + 1 quartz $\rightleftarrows$ 1 feldspath K + 1 andal./1 sillim. + 1 H_2O.

Mais cette réaction ne fait que commencer dans ce banc, car l'orthose est rare, et l'andalousite encore peu abondante.

Remarque sur les modalités du transport de chaleur dans l'auréole

Dans l'auréole moyenne et externe, on voit souvent les néogenèses de biotite se rassembler sur des zones de perméabilité préférentielle : intersections de surfaces S3 et S, fissures de tension perpendiculaires à S3 (ce dernier cas, le plus frappant, est illustré par la figure 35). Or il est courant de rendre la conductivité responsable du transport de chaleur lors du métamorphisme de contact (cf. Winkler, 1967). Nous vérifions au Tesnou la nécessité déjà affirmée par certains auteurs (Pitcher et Read, 1963 - Kesler et Heath, 1968) de faire intervenir aussi une phase fluide.

-c- Les pegmatites à muscovite

En venant du Nord, on voit apparaître les premiers filons du Tesnou quand S3 commence à l'emporter sur les surfaces antérieures, c'est-à-dire à 1 km du granite. Ils se multiplient ensuite et finissent par atteindre 1 m de puissance. Ils s'insinuent presque tous dans S3 et forment

des crêtes arquées, parallèles à la bordure du granite. La roche passe continuellement de l'aplite à la pegmatite. Constituée pour l'essentiel de quartz et d'albite, elle se charge localement de muscovite, mais une forte proportion du minéral est rejetée aux épontes. On observe beaucoup d'apatite, et quelques grenats. Il existe des textures de protoclase, compatibles avec une cristallisation syn-cinématique.

Une auréole de recristallisation affecte les épontes sur quelques centimètres (10 à 20 cm au maximum) et reste en relief. On y voit : muscovite I, très abondante (beaucoup plus que dans la série normale) ; biotite brune ; fluorine, en grains souvent innombrables ; tourmaline ; cordiérite, antérieure à la fin des mouvements. Notons l'abondance de la muscovite II, post-cinématique (planche 8, photo 8). On a donc ici l'association cordiérite - biotite - muscovite du faciès classique des "cornéennes à hornblende". Formée sous une forte pression de fluides aqueux et fluorés, elle est sans doute "en avance" à cet endroit sur la paragenèse existant dans les schistes soumis à la seule action du massif granitique. Elle n'a guère été rencontrée en dehors de ces auréoles des filons, mais ceci résulte peut-être d'un échantillonnage insuffisant.

D'après des analyses semi-quantitatives faites au BRGM, la teneur en lithium de la muscovite est notable (de l'ordre de 250 ppm), bien plus élevée que dans la muscovite des pegmatites plus anciennes de Tinnirt Nord et d'I-n-Debirene (35 ppm environ).

Les filons sont boudinés. Le fluage s'est fait horizontalement, mais parfois aussi dans le sens vertical. A la limite, on observe des chapelets de gros choux-fleurs blancs, enserrés dans leur carapace de micas (planche 8, photo 6).

A l'Ouest de la ligne axiale du massif, de nombreuses pegmatites ont aussi été injectées dans la schistosité régionale. Bien que violemment plissées par le système P3, elles ne sont pas écrasées. Paraissant en gros synchrones des déformations, elles rappellent beaucoup les pegmatites du Tinnirt Nord.

Près de l'axe du Tesnou 1, les filons hésitent entre les deux tracés de S3. Ils zigzaguent avec de brusques changements de cap.

Enfin, dans les 200 à 300 mètres de cornéennes massives qui précèdent le contact, les pegmatites à muscovite font place à un quadrillage plus rigide d'aplites, dans lesquelles la proportion de microcline par rapport à l'albite semble plus forte. On ne voit plus d'effet de contact aux épontes.

1.3 - LE TESNOU 1, L'OROGENESE ET LES DIAPIRS DE TINNIRT-ASEKSEME

Pour discuter ce problème, nous sommes moins pourvus d'arguments qu'à Tinnirt. Plusieurs remarques sont néanmoins significatives, surtout si nous les faisons en pensant aux diapirs étudiés dans la première partie du mémoire.

C'est ainsi que le dispositif en grand évoque celui de Tinnirt : rien n'y manque, ni le pluton concordant (Tig'elamine), ni la ligne de faiblesse (la discordance intrapharusienne est faillée au niveau du Tesnou), ni le granite circonscrit qui semble refouler son encaissant (Tesnou 1). De plus, les diapirs d'Aseksème se trouvent sur le même axe structural.

Vers l'Est de l'unité 1, le granite est laminé dans un plan vertical. La direction N.NW-S.SE de cet écrasement est celle qu'aurait donné un coulissage dextre des blocs encadrant la discordance intrapharusienne, ici dirigée N.NE-S.SW. Or on sait que le laminage s'est fait à chaud pendant l'activité granitique.

Enfin, écartons-nous de l'unité 1 : une schistosité oblique d'apparence assez fruste recoupe avec une direction N.NW-S.SE l'orientation régionale (N 10-20° E) des schistes pharusiens. Ceci se voit sur plusieurs affleurements de l'encaissant est du complexe, entre l'Adrar Tesnou et le Ti-n-Ezzoua Sud. Verticale, cette schistosité fait penser à S3 de Tinnirt, mais je n'ai pas vu de plis P3.

Il importe de relever la concordance entre la direction de la schistosité tardive et celle du laminage intra-granitique.

Pour toutes ces raisons, l'on doit admettre l'existence de contraintes tardi-orogéniques régionales — sans doute liées à un rejeu coulissant de la discordance faillée [1] *— pendant la cristallisation du Tesnou 1.*

---

(1) Peut-être conviendrait-il de faire aussi appel à l'accident qui longe le Tesnou 1 à l'Ouest, au niveau des montagnes d'Arhelad. Mais cette faille affleure mal et n'a pas été étudiée.

Le Tesnou 1, satellite du Tig'elamine ?

Le Tesnou 1 reste synchrone de coulissages tardi-orogéniques ; cependant il traverse les cornéennes gneissiques du Tig'elamine. Or dans le Tig'elamine et dans son auréole, la cristallisation finale apparaît post-cinématique ; plus précisément, elle a cessé après la formation des plis droits du fossé (type P2), ce qui n'exclut pas la persistance de coulissages à distance. On est alors tenté d'admettre que la mise en place du Tesnou 1 a suivi de peu l'activité finale du Tig'elamine.

> Un simple coup d'oeil à la carte fait naître la même idée de façon tout à fait intuitive : l'unité 1 est à la fois la plus étendue du complexe de Tesnou et la plus proche du Tig'elamine. Ce dernier participe ainsi à la polarité ouest-est qui caractérise l'activité plutonique dans la région. Malheureusement, les données de la géochronologie sont encore trop vagues pour préciser ces questions.
>
> De même, en cherchant ci-après à évaluer la profondeur de mise en place du Tesnou 1, nous verrons que les terrains traversés devaient être encore chauds.
>
> Ainsi se confirme un élément de parenté avec les diapirs de Tinnirt et d'Aseksème. D'après la première partie du mémoire, ces intrusions sont postérieures de très peu aux plutons concordants, si même elles n'ont pas fini de cristalliser en même temps qu'eux.

L'aspect pétrogénétique du problème ne sera pas abordé ici. Indiquons seulement que le Tesnou 1 n'est pas une quelconque apophyse du Tig'elamine : il résulte d'un épisode distinct de fusion en profondeur. Seule sa grande taille semble liée à l'existence du pluton voisin ("préchauffage" des matériaux avant leur mise en fusion).

1.4 - ESTIMATION DE LA PROFONDEUR DE MISE EN PLACE

Les associations stables dans l'auréole interne se trouvent exprimées par les membres de droite des réactions [4] (page 177) et [5] (page 180). D'autre part, il semble que la température d'inversion andalousite-sillimanite ait tout juste été atteinte au contact. D'après les courbes de la figure 8 (p. 69), la pression solide ne pouvait guère dépasser 2 kb, ce qui correspond à une profondeur de 7 à 8 km. Mais la réalité doit être un peu en-deçà.

Considérons en effet la relation très approchée (Winkler, 1967), d'après laquelle Tc, température de la roche encaissante au contact, serait d'un peu plus de 60 % supérieure à Tm, température du magma, + Ti, température de l'encaissant avant la mise en place du magma. Nous cherchons à déterminer Ti, et à en déduire la profondeur d'après le degré géothermique supposé.

Pour Tc, il convient d'adopter une valeur située entre la courbe correspondant à la réaction [5] et le solidus du granite, non loin de la courbe d'inversion andalousite-sillimanite. Soit : 650°.

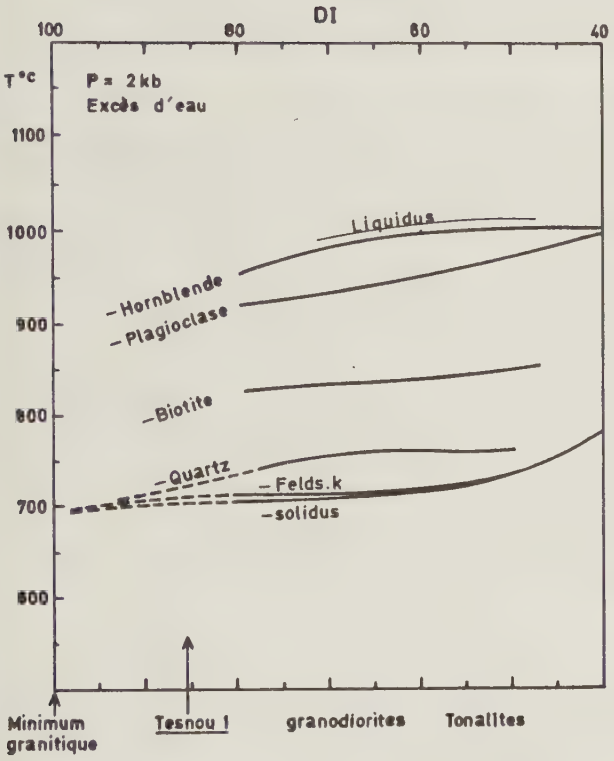


Figure 38 A – EXTRAIT DU DIAGRAMME DE PIWINSKII ET WYLLIE (1968) SUR LA FUSION DES GRANITOIDES, ET APPLICATION AU CAS DU TESNOU 1.

D.I. : Indice de différenciation de Thornton et Tuttle, 1960 (=somme de Qz + Ab + Or normatifs) estimée pour le Tesnou 1 d'après les analyses 14 à 17 de l'annexe III.

"– Biotite": disparition de la biotite.

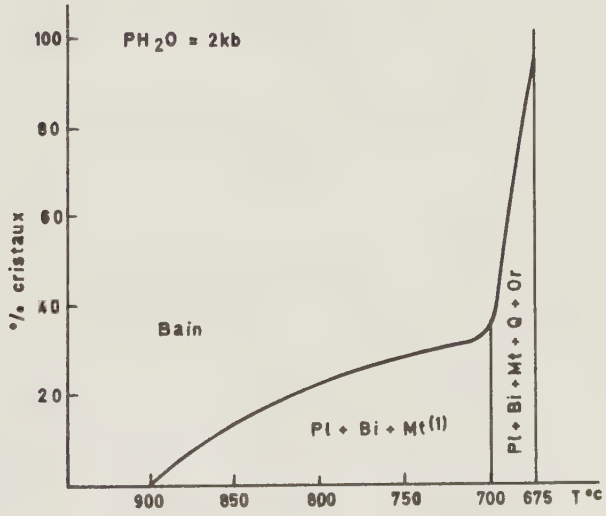


Figure 38 B – CRISTALLISATION DES BAINS GRANITIQUES, d'après KHITAROV et al. (1969)

(1) Mt = Magnétite

Pour évaluer Tm, constatons d'abord l'absence de produits d'anatexie, et même de sillimanite, dans les enclaves pélitiques de l'unité 1 : ceci doit nous inciter à choisir une température peu élevée. Or si l'on en juge par la fluidalité très marquée dans le secteur d'Arhelad et par la rareté des indices de protoclase, le matériau mis en place comportait une forte proportion de phase fluide. Celle-ci pouvait représenter plus de 50 % en volume à 700-720° : d'après divers résultats expérimentaux (Piwinskii et Wyllie, 1968 - Khitarov et al., 1969), il semble en effet qu'à cette température, la cristallisation du feldspath potassique n'avait pas commencé et qu'il en allait de même pour au moins une partie du quartz (figure 38).

Si donc Tc = 650° et Tm ∿ 700 à 720°, on en déduit que Ti était de l'ordre de 200°, voire même un peu plus élevée.

Reste à évaluer le degré géothermique. Il devait être supérieur à la normale, car le Tig'elamine n'avait pas fini de refroidir au moment où le Tesnou 1 a fait intrusion dans son auréole lointaine. Cette dernière affirmation repose sur deux arguments :

1 - Le caractère tardi-orogénique de l'unité 1, tel qu'il ressort de la discussion précédente (p. 183), incite à réduire l'écart de temps avec le Tig'elamine.

2 - L'association à cordiérite-orthose s'observe dans l'encaissant jusqu'à une distance notable. Cela peut surprendre, si l'on considère la température modérée du magma granitique (Winkler, 1967). Mais la largeur d'une auréole de contact dépend aussi en grande partie de Ti (Reverdatto et al., 1970). Cette température devait donc être plus forte que la normale pour la profondeur considérée (1).

Remarquons aussi que le gradient géothermique est relativement serré pendant la phase de surrection qui accompagne une fin d'orogenèse ; en effet, l'équilibre thermique ne se rétablit que lentement par rapport à la vitesse d'érosion (Hall, 1972).

Si donc l'on admet un degré géothermique moyen de 40 à 50°/km, l'auréole affleurante aurait cristallisé vers 4 ou 5 km de profondeur.

Pour conclure, retenons que les cornéennes aujourd'hui à l'affleurement se seraient formées à une profondeur d'environ 5 km. Mais le raisonnement employé reste si spéculatif que nous nous garderons de prendre trop au sérieux le chiffre obtenu. Il était néanmoins utile de rechercher un ordre de grandeur : nous sommes loin de l'affinité subvolcanique d'autres Taourirts étudiés ci-après, tel le Tioueiine (chapitre XI).

---

(1) Ceci explique partiellement que le massif n'ait pas de bordure figée.

1.5 - MISE EN PLACE DU TESNOU 1 ET ORIGINE DES DEFORMATIONS TARDIVES DE L'AUREOLE

a - Mise en place du granite et découpage de l'encaissant

L'existence des plis P3 et de la schistosité S3 conduit évidemment à se poser la question d'une mise en place par refoulement de la série encaissante. Toutefois, à partir du moment où l'on voit des débris de schistes cristallins pulluler en quelques endroits du massif et le contact emboutir les bancs de cornéennes, on doit se dire qu'une partie de l'encaissant a été incorporé dans le magma, soit par abattage passif, soit par arrachage.

b - Mise en place et formation des éléments structuraux peu inclinés, du type Pγ-Sγ

Ces éléments structuraux semblent avoir été les premiers à prendre naissance en relation avec la mise en place du Tesnou 1. Sans doute répercutent-ils, comme leur homologues plus développés de Tinnirt Nord, la poussée ascendante du magma. Leur présence assez loin du contact, dans l'auréole moyenne, tendrait à prouver que le corps intrusif était alors plus étendu que l'affleurement du Tesnou 1. Quant aux plis et clivages dont les plongements apparaissent intermédiaires entre ceux de Pγ-Sγ et de P3-S3, ils reflèteraient un stade ultérieur de la montée diapirique.

c - Causes du plissement P3 : la poussée du granite ou une déformation régionale ?

On peut envisager soit une poussée active du granite, soit une déformation régionale, soit une combinaison des deux.

Le premier mécanisme implique un gonflement du massif sur place, puisque les surfaces S3 sont très inclinées. L'idée ne date pas d'hier, comme en témoignent les travaux classiques de H. Cloos et de son école (Balk, 1937/48) ; la bibliographie en fournit de nombreuses applications (voir Pitcher et Berger, 1972, p. 184). C'est ainsi que le gonflement des diapirs bien connus de Flamanville (Martin, 1952) et d'Ardara (Akaad, 1956 ;

Pitcher et Berger, op. cit.) se traduit dans la roche intrusive, et cela de plus en plus vers sa bordure, par un aplatissement des enclaves basiques et par une structure planaire non couplée avec une fluidalité linéaire (l'étirement de la matière s'est donc fait dans toutes les directions).

Or le granite du Tesnou 1 reste équant jusqu'au contact. Nous savons par ailleurs qu'il a cristallisé pendant que la discordance intra-pharusienne toute proche rejouait en coulissage : mouvement qui avait tendance à plaquer les schistes sur le massif et à créer le dispositif observé dans l'auréole. Il n'est donc guère possible d'argumenter l'hypothèse d'un gonflement *in situ* de l'unité 1.

> Une observation de détail tend à nous convaincre de l'importance du rôle joué par la déformation régionale : il s'agit du fait qu'à l'Ouest de la ligne axiale du Tesnou 1, S3 saute parfois à N 150° E, au lieu de mouler le contact en direction N 60° à N 80. Or il a été précisé page 183 qu'un débit fruste à N.NW-S.SE, certainement dû à des contraintes régionales, affecte l'encaissant loin du complexe, et que cette direction est aussi celle du laminage dans l'Est de l'unité 1.

Sans doute faut-il admettre que, comme à Tinnirt, contraintes régionales et poussée granitique ont plus ou moins agi simultanément. Un fait important est la rareté des textures de protoclase et de laminage post-cristallin dans le granite du Nord de l'unité 1. Il s'ensuit, non seulement que la cristallisation s'est faite en grande partie après l'arrêt du diapir, mais que la déformation 3 n'a pas affecté le granite. La poussée du magma devait donc tendre à équilibrer la contrainte régionale, et à la limite les plis P3 sont aussi des plis $P\gamma$. Par conséquent, ce qui rend improbable l'hypothèse d'une déformation provoquée par le gonflement du massif, ce n'est pas l'absence d'une poussée magmatique, c'est l'incapacité de cette dernière à l'emporter sur la contrainte régionale.

Dans l'Est de l'unité 1, nous voyons par contraste ce qui a pu se passer quand l'équilibre des forces était rompu. La contrainte régionale s'est imposée en définitive, laminant le granite. Si des lignes de faiblesse naissaient en distension parallèlement à Pmax., le massif allait tendre à se dilater dans cette direction : c'est ce que l'on observe effectivement à l'Est.

Détail intéressant, cette légère boursouflure de l'unité 1 se trouve sur le parallèle de l'inflexion dessinée plus à l'Est par la discordance intrapharusienne et par la lame rigide du Ti-n-Elendis. Il semblerait donc que les coulissages tardi-orogéniques aient contrôlé, non seulement l'alignement des unités 4 à 7 comme il a été suggéré page 169, mais aussi toute la branche nord du complexe.

Conclusion. Dans la bibliographie, on trouve maintenant de très nombreux exemples d'auréoles déformées en relation avec la mise en place de granites.(1) En général, les auteurs n'attribuent ces déformations qu'à la poussée active du magma. Jusqu'à une date toute récente, rares étaient ceux qui, ne fût-ce qu'en quelques mots (Dubois, 1967), posaient la question de manière plus nuancée. On est surpris par le petit nombre de cas où était envisagée l'influence de contraintes régionales (2).

Cependant, l'ouvrage de W. Pitcher et A. Berger sur les granites du Donegal vient d'aborder le fond du problème "... the most fundamental question concerns the cause of the deforming stresses, whether they were in some way related to the forceful emplacement ..., or were entirely superimposed from outside ..." (op. cit., 1972, p. 291). L'auréole du diapir d'Ardara, plus encore celle du "Main Donegal Pluton", ont été étudiées en détail, au point qu'on peut les considérer comme des terrains classiques. Or il semble qu'aucune conclusion vraiment nette ne s'impose. C'est dire la difficulté du sujet.

---

(1) Voir notamment Buddington, 1959 .

(2) Un granite du Fichtelgebirge (Richter, 1959, cité par Cogné et al., 1961). Le massif de Mont-Louis, dans les Pyrénées orientales (Autran et al., 1970) ...

2 - LES RELATIONS DES UNITES 2 (TI-N-EZZOUA) A 7 (TI-N-AKKOR) AVEC L'ENCAISSANT

2.1 - LE TI-N-EZZOUA SUD

Déformations tardives (type P3)

On en observe, mais elles sont moins prononcées qu'au Nord du Tesnou 1. Je les ai peu étudiées. Voici cependant quatre groupes d'observations.

1. Dans le ruban de cornéennes qui sépare les Ti-n-Ezzoua, la foliation répercute d'abord le serrage des deux massifs. Elle est distincte de la stratification ou de la schistosité régionale ; néanmoins, à partir de leur position initiale (N 15-20° E), ces surfaces ont été ployées en concordance approchée avec le ruban de cornnéennes. L'une ou l'autre d'entre elles se distingue encore à l'état fantômatique, grâce à des détails très fins : alternances de couleurs, lisérés de biotite.

2. La schistosité tardive tourne autour de la pointe nord du massif. Plus exactement, on voit se relayer deux directions qui coïncident parfois sur le même affleurement, comme elles le font sur la ligne axiale du Tesnou 1 :

   - la direction E.NE, héritée du ruban de cornéennes ;
   - une direction N.NW-S.SE, qui correspond sans doute à S3. J'en ai déjà signalé l'existence au SE de l'Adrar Tesnou. Cette schistosité reste assez fruste.

3. Au Sud, on distingue l'amorce d'un écartement en éventail dans l'oued Asouf-Mellène.

4. Dans l'encaissant SW, la stratification se dirige droit vers le contact. Elle ondule mollement. Deux directions de fractures assez serrées la découpent, N-S et NW-SE. Parfois, il s'agit d'une schistosité réfractée de banc en banc. Ailleurs, on a la superposition des deux systèmes, et nous avons sans doute affaire à des directions conjuguées, les plis P3 n'étant pas assez caractérisés pour admettre une direction bien nette de plans axiaux. L'analogie avec certains affleurements de la ligne axiale du Tesnou 1 est frappante (fig. 32) : aussi est-il probable que le Ti-n-Ezzoua s'ennoie doucement dans cette direction, comme le Tesnou 1 le long de son axe.

Métamorphisme de contact

Il atteint presque la même intensité qu'au Tesnou 1, mais sur une profondeur qui paraît plus limitée.

- 1 - Entre les deux Ti-n-Ezzoua, on observe des cornéennes à cordiérite "en grain de riz" et à orthose. Les porphyroblastes de cordiérite apparaissent pivotés, souvent même de façon spectaculaire. La foliation, matérialisée par la biotite brune, est très déformée, mais les cristaux individuels du mica ne le sont pas (planche 8, photo 9). La fin de la cristallisation est donc post-cinématique (analogie avec les "plis à arcs polygonaux").

- 2 - L'auréole de l'Ouest a environ 1 km de large, d'après la photo aérienne (NG 31 IV-V n° 380) qui fait ressortir en relief un ruban de roches sombres. Je ne l'ai pas étudiée, sinon pour remarquer qu'elle renferme des pegmatites à muscovite, parallèles au contact et boudinées, donc très comparables à celles du Tesnou 1 (à ceci près qu'elles sont bien moins puissantes) (planche 8, photo 7).

2.2 - LES UNITES 3 A 7

Unités 3

Le contact de l'unité 3 s.str. avec la série métamorphique n'est visible que très localement au Sud. Il est discordant. Le granite émet moins de filons que celui du massif n° 1 tout proche.

Le "Trident" semble tout à fait discordant, mais le contact n'affleure pratiquement pas. D'après la photo aérienne (NG 31 IV-V n° 295), il s'appuie à l'Est contre la lame du Ti-n-Elendis. L'alignement des unités 3, corps central du Ti-n-Ezzoua compris, est donc voisin du contact occidental, sans doute faillé, de cette lame.

Unité 4

Il n'y a d'affleurements qu'au Nord. Les bancs du Pharusien supérieur esquissent une ouverture en éventail, mais sont néanmoins recoupés franchement par le granite, comme M. Lelubre (1952) l'avait signalé, photo à l'appui. On note du métamorphisme de contact, de nombreux filons d'aplite, quelques indices de froissements P3 et de schistosité S3. Mais rien de tout cela n'approche en intensité des phénomènes liés au Tesnou 1.

Par rapport au massif 1, l'unité 4 montre davantage de faciès de bordure : on le vérifie par exemple de chaque côté du stylet d'encaissant qui sépare les deux massifs au Nord.

Unité 5

Le granite tranche net les schistes sans les refouler d'un iota. Il s'agit donc d'un contact typique à l'emporte-pièce.

- Dans un petit oued du Nord, on voit des cannelures buriner la surface verticale du contact. Leur amplitude peut atteindre le mètre, et leur profondeur plusieurs dizaines de centimètres. Quelques lambeaux de cornéennes à biotite s'accrochent au fond de ces gouttières qui plongent fortement vers le SE. Il y a visiblement eu déplacement relatif du granite et de l'encaissant, et j'aurais tendance à croire que le granite n'était pas encore consolidé.

- Au Sud, sur le même méridien et donc sur les mêmes bancs, on observe à nouveau un contact d'une extrême netteté, vertical et perpendiculaire à la foliation des schistes. Le métamorphisme de contact est à cordiérite (petits nodules poecilitiques) + biotite, sur au moins plusieurs dizaines de mètres ; il atteint, et ne dépasse pas, le faciès "cornéenne à hornblende". On remarque de la muscovite hystérogène.

Les filons émanant du massif ont eu tendance à suivre des cassures à N 160° E, équivalentes des surfaces S3 du pourtour de l'unité 1.

- Au NE, dans l'oued qui fait la limite avec le Tesnou 6, une butte apparaît formée de belles cornéennes graphiteuses à cordiérite et chiastolite. Elles ressemblent beaucoup à celles du contact Nord de "Nathalie", dans le pluton de Tig'elamine.

Unité 6

Le contact n'affleure pas, mais tout porte à croire qu'il est très net. L'encaissant, à dominante amphibolique, diffère beaucoup des méta-pélites recoupées par le Tesnou 5. Or les granites sont à peu près les mêmes. La nature des terrains traversés n'a donc pas d'influence perceptible sur ces différenciations alcalines (pour en être sûr, il faudrait doser les oligo-éléments).

Unité 7 (Ti-n-Akkor)

Le contact est à l'emporte-pièce. Au Nord, il plonge fort vers l'extérieur et tranche des amphibolites et granodiorites foliées. Il zig-zague dans le détail mais ses tronçons successifs sont plans, fait qui suggère un contrôle par des diaclases et s'expliquerait aisément par un mécanisme d'abattage lors de la mise en place. Cependant, on ne voit pas d'enclave d'encaissant dans le granite tout proche [1].

La réalité d'un métamorphisme de contact est difficile à prouver sur le terrain. Sous le microscope, elle ne fait pas de doute :

Les plagioclases des quartz-diorites sont gangrenés par des mosaïques de petites oligoclases polygonales et parfois aussi par des taches de microclinisation. Quand il est présent parmi les produits recristallisés, le quartz forme des gouttelettes, ou des dentelles poecilitiques. Biotite et hornblende recristallisent aussi, en cristaux plus petits mais de même couleur que dans la roche environnante (biotite vert olive, hornblende assez soutenue) : on ne sait d'ailleurs pas toujours si ces néogenèses de mica et d'amphibole sont dues à l'effet de contact plutôt qu'à la rétromorphose anté-Ti-n-Akkor qui a affecté le Pharusien inférieur.

---

(1) Les Taourirts d'Iseddiène et d'Imehellatène nous fourniront ci-après de meilleurs arguments en faveur d'un mécanisme de ce genre.

3 - LE COMPLEXE DE TESNOU ET SON ENCAISSANT : CONCLUSIONS

L'auréole du Tesnou 1

Si l'on s'en tient aux grandes lignes du schéma, ce que montre l'auréole du Tesnou est devenu classique :

- un plissement tardif dont l'intensité croît en direction du massif ;
- une schistosité de plan axial, qui se moule sur la limite de l'intrusion ;
- un métamorphisme de contact, contrôlé par ces nouvelles structures, mais d'achèvement post-cinématique.

Une bibliographie abondante se rapporte à ce sujet. Sauf pour un livre tout récent (Pitcher et Berger, 1972), il en a été assez peu question ici. On ne peut cependant passer sous silence certains travaux bien connus (Fourmarier, 1959 ; Fourmarier et al., 1962 ... ; Cogné et al., 1961 ; et surtout : Pitcher et Read, 1963).

Il semble en revanche que, sauf dans le Donegal, l'on ait rarement fait apparaître le lien entre ces phénomènes et un épisode de déformation régionale. Tout comme les diapirs étudiés dans la première partie du mémoire, le Tesnou 1 incite à se demander si le refoulement observé autour de nombreuses intrusions granitiques n'a pas été rendu possible, ou au moins facilité, par une contrainte régionale qui agissait au même moment.

Evolution du mécanisme de mise en place

Chaque unité du complexe a été "mise en place", elle est intrusive. En particulier les coupoles alcalines n'ont pas été différenciées "*in situ*" à partir des intrusions calco-alcalines. La carte montre qu'elles ont, au niveau d'observation, une certaine indépendance : les unités 3 et 5 débordent respectivement l'emprise des massifs 1 et 4.

D'une façon générale, plus on avance dans l'histoire du complexe, moins l'encaissant se montre déformé et plus le gisement devient discordant. Les facteurs commandant cette évolution sont nombreux et, en l'état de nos connaissances, d'autant plus difficiles à considérer dans leur juste perspective qu'ils ont tendance à interférer. Citons notamment : les propriétés mécaniques de l'encaissant, la profondeur et la vitesse d'intrusion, la viscosité du magma ...

Malgré la complexité du problème, il est tentant d'admettre que le rôle fondamental revient à l'évolution des propriétés mécaniques de l'encaissant. Tout porte à croire que pendant l'échelonnement des mises en place du Tesnou, la série du Pharusien supérieur perdait son aptitude à la déformation souple (1). Il y avait à cela diverses raisons :

1. La lithologie de l'encaissant varie d'Ouest en Est, et pas seulement par le contraste des deux Pharusiens : la série supérieure elle-même ne reste pas uniforme, puisqu'elle se charge de cipolins et se dégage de l'emprise du Tig'elamine.

2. Pendant que le complexe se constituait, l'érosion commençait à décaper la chaîne pharusienne qui était en voie de surrection tardi-orogénique. Toute l'histoire du Tesnou tient sans doute en 5 à 10 MA (2). Il n'est pas déraisonnable de supposer une érosion importante pendant ce court laps de temps (on admet que les Alpes, avec leur relief vigoureux, perdent en moyenne 1 000 m par million d'années : cf. J. Sutton, 1965). Chaque pulsation importante du complexe a donc pu parvenir plus près de la surface que la précédente, dans un encaissant plus froid (est-ce là l'explication du fait que l'unité 4 montre une cristallisation plus irrégulière à sa bordure que l'unité 1 ?). Rappelons que le Tesnou 1 a été mis en place à quelques km de profondeur dans des terrains encore soumis à un reliquat d'influence du Tig'elamine.

---

(1) Le Pharusien inférieur, encaissant du Tesnou 6 et du Ti-n-Akkor, reste en dehors de cette discussion, puisqu'il était induré avant le dépôt de la série supérieure.

(2) Cette affirmation ne repose pas sur des arguments directs, mais paraît vraisemblable au vu de la bibliographie. Il ne faut pas s'exagérer le temps nécessaire à la mise en place et à la cristallisation des granites circonscrits. Ainsi, l'histoire pourtant complexe du batholite de Boulder (Montana) n'aurait duré que 7 ou 8 MA (Knopf, 1964), et même 6 MA si l'on s'en tient à l'essentiel de l'activité plutonique (Robinson et al., 1970). Dans les Pyrénées, tout l'échelonnement des métamorphismes, des plissements et des venues granitiques n'a pas dépassé 15 MA, entre les Westphaliens A et D (Autran et al., 1970).

CONCLUSIONS A L'ETUDE DU TESNOU

Tout en étant unique par son architecture et par la variété de ses relations avec l'encaissant, le complexe de Tesnou donne une idée assez complète des thèmes qui seront repris, et souvent développés, dans les chapitres suivants.

C'est ainsi que la pétrographie des Taourirts est maintenant fixée dans ses grandes lignes, et ceci surtout par la description du Ti-n-Akkor. La structure concentrique, ce trait fondamental des Taourirts, trouve une de ses plus belles illustrations au Ti-n-Ezzoua Sud. Le fragment de bordure leucogranitique du Ti-n-Akkor est l'embryon des couronnes alaskitiques qui cernent tel ou tel massif situé plus au Sud. Avec la dalle aux schlieren du Ti-n-Akkor, nous tenons un des affleurements-clé de cette étude, mais il ne prendra tout son sens qu'après le chapitre sur le massif d'Iseddiène. Le sujet des enclaves microgenues, effleuré à propos du Tesnou 1, va se développer dans des directions parfois imprévues ...

Par contre, nous prenons congé ici du mot diapir, dans la mesure où il ne sera plus question de déformations souples de l'encaissant en liaison avec l'intrusion des magmas.

C'est donc l'examen simultané du Ti-n-Ezzoua Sud et du Ti-n-Akkor qui donne par avance l'idée la plus complète du "modèle Taourirt" avec ses particularités d'architecture et d'évolution. Mais comme nous le verrons peu à peu, il y manque encore bien des éléments : les "précurseurs basiques" (sujet entrevu dans l'unité 1), les alaskites vraies de bordure, d'autres modalités des relations entre zones emboîtées, la localisation préférentielle des enclaves microgrenues, et enfin de bons exemples du phénomène d'abattage sur les contacts avec l'encaissant.

CHAPITRE VIII

LE COMPLEXE D'ISEDDIENE-IMEHELLATENE

1 - PRESENTATION

Long de 42 km, le grand massif d'Iseddiène-Imehellatène jalonne l'axe de la feuille Tin-Felki ; son extrémité nord déborde cependant sur la coupure Tesnou (fig. 39 et 40).

De par sa complexité pétrographique et structurale, ce très bel ensemble est le plus varié des Taourirts, mais aussi le plus difficile à déchiffrer. Par rapport au Tesnou, dont les dimensions sont à peu de chose près les mêmes, il est moins clairement agencé en unités distinctes ; de plus, ses relations avec l'encaissant ne s'étudient que sur un nombre réduit d'affleurements.

L'Imehellatène comprend trois massifs élémentaires qui, à la différence de ceux du Tesnou, passent de l'un à l'autre sans être séparés par des contacts, et paraissent donc synchrones. La longueur totale est d'environ 28 km, mais elle en atteignait 30 avant la troncature par l'Iseddiène, intrusion plus récente.

On distingue sans peine une unité nord, grâce à son contour oriental et à sa structure concentrique. C'est là que se dresse la masse principale de l'Adrar Imehellatène (1 577 m IGN), abrupte, couverte d'éboulis, dominant le reg de 600 m. Tout autour s'étagent des contreforts discontinus, assez modestes dans l'ensemble, où la morphologie en dalles est beaucoup mieux réalisée.

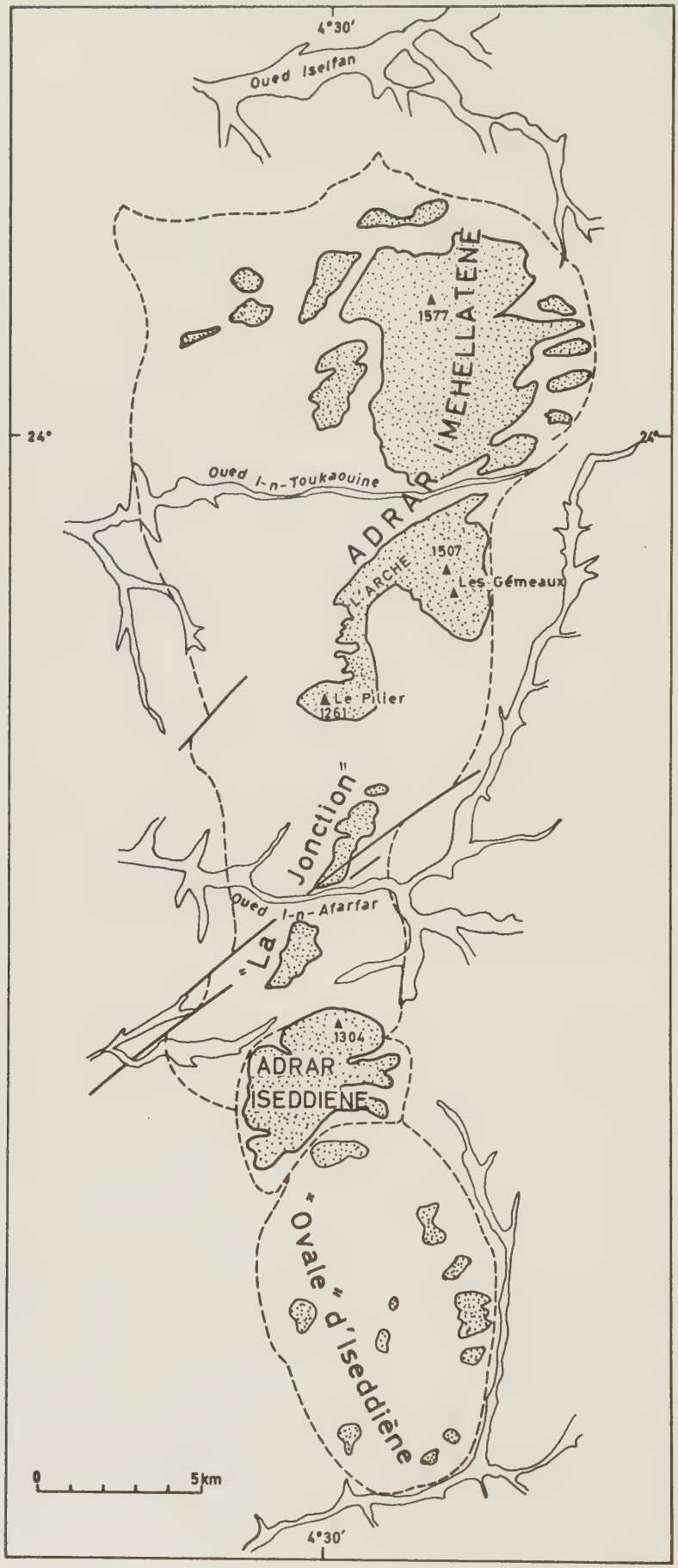
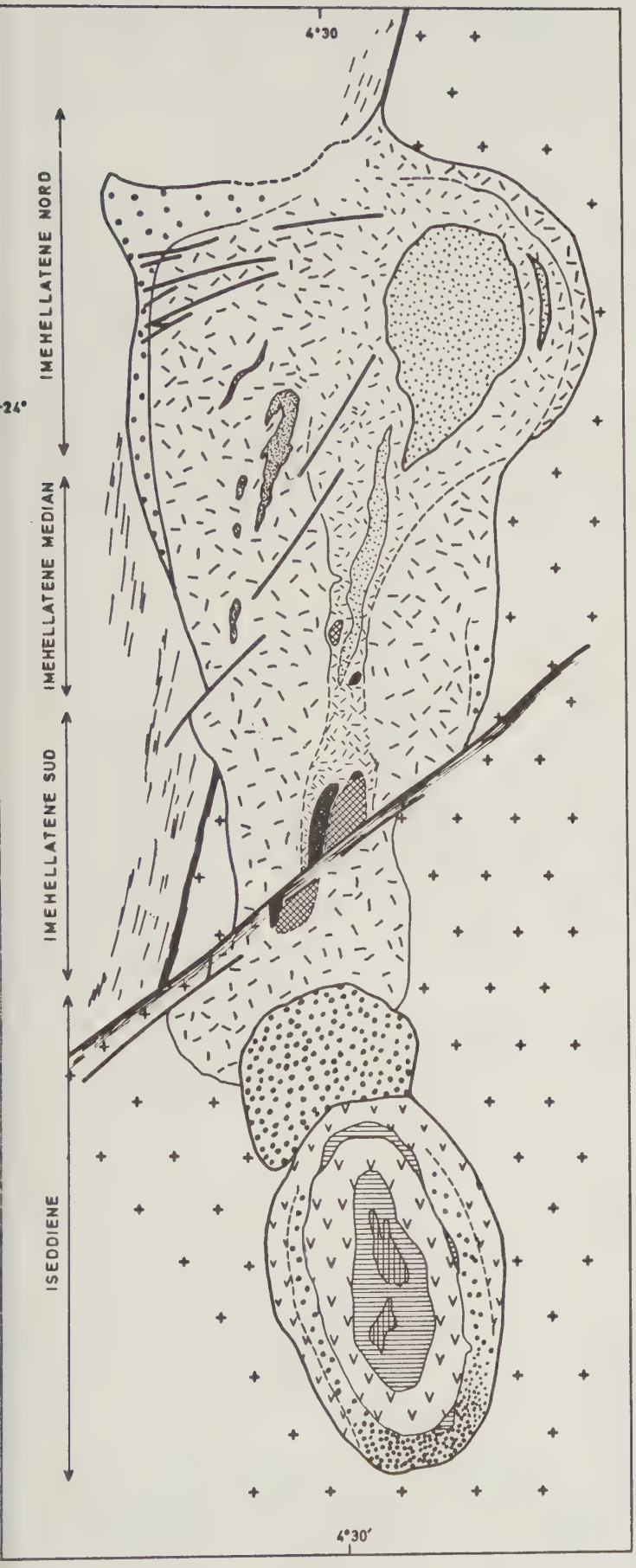


Figure 39 – TOPONYMIE DU COMPLEXE D'ISEDDIÈNE – IMEHELLATÈNE



IMEHELLATENE

Principaux secteurs à enclaves de microtonalites

Dans le massif médian: granodiorite

Dans le massif sud: secteur à dominante de granodiorite

Granite grossier de la périphérie et sa bordure de leucogranite

Granite à grain moyen de la zone intermédiaire

Granites alcalins des corps centraux

Leucogranites des alignements du centre-ouest

ISEDDIENE

Alaskite de l'Adrar Iseddiène

Granite très fin
Granite fin
Granite grossier
} Cœur de "l'ovale"

Couronne externe

Couronne interne, devenant de plus en plus riche en granites aplitiques vers le sud

ENCAISSANT

Pharusien supérieur

Pharusien inférieur

0 5 10km

Figure 40 – GÉOLOGIE DU COMPLEXE D'ISEDDIÈNE – IMEHELLATÈNE

Le massif médian présente le même type d'agencement interne, mais tout en longueur. Il renferme le chaînon méridional de l'Adrar Imehellatène, remarquable sur la carte par son dessin en arche, et culmine en une belle coupole dédoublée aux flancs lisses, dite des "Gémeaux" (1 507 m IGN).

Quant à l'Imehellatène Sud, dit "La Jonction" (1), il se marque assez mal dans la topographie et ne fait à première vue que prolonger l'unité précédente. Il est néanmoins original car nous y retrouvons les vestiges de précurseurs basiques.

L'encaissant est surtout représenté par le Pharusien inférieur. Mais l'Imehellatène recoupe la discordance intrapharusienne et pousse de ce fait une excroissance dans le Pharusien supérieur. D'où un contour assez capricieux, encore compliqué au Nord par une apophyse qui suit la discordance, laquelle est faillée à cet endroit comme partout ailleurs.

Si l'on ne tient pas compte de sa boursouflure occidentale, l'Imehellatène est allongé du N.NE au S.SW, parallèlement à l'accident.

L'Iseddiène tranche l'extrémité sud de la "Jonction" en se décalant un peu vers l'Est. Ce décalage, encore plus sensible quand on supprime par la pensée le décrochement tardif de l'oued I-n-Afarfar, s'est fait dans le même sens que l'évolution du Tesnou et permet de parler une nouvelle fois de polarité.

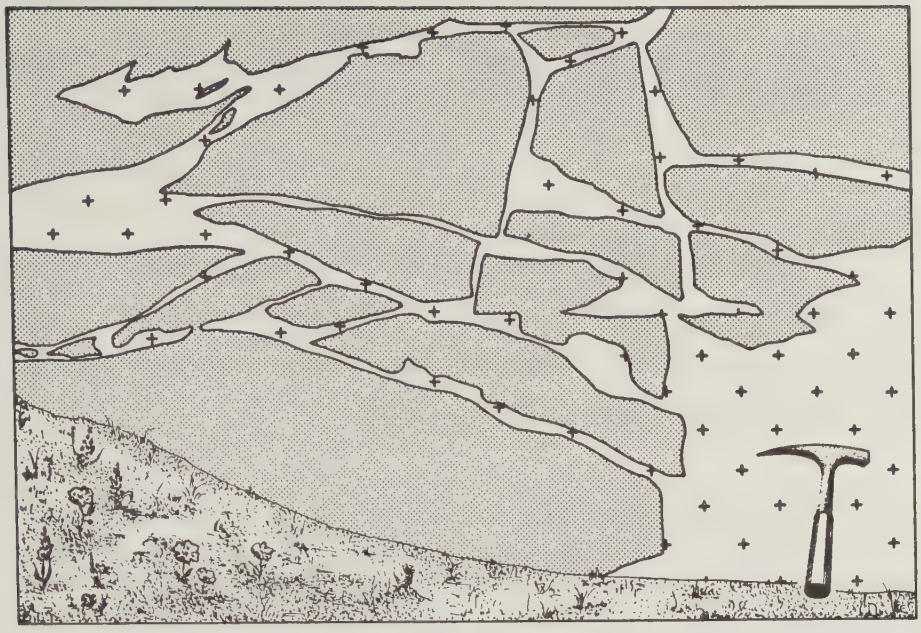
Etant dirigé N.NW-S.SE, l'axe de l'Iseddiène ne se confond pas avec celui de l'Imehellatène. On décèle par conséquent un double contrôle structural pour l'ensemble du complexe.

Deux unités très différentes forment l'Iseddiène : le stock homogène de l'Adrar Iseddiène s.str., qui se greffe au Nord sur la "Jonction", et l'"Ovale" (2), qui présente une belle zonation concentrique. L'Adrar Iseddiène (1 304 m IGN) a une dénivellation de 400 m environ. A son relief vigoureux et découpé s'oppose l'harmonie paisible de "l'Ovale", massif aplani en son centre mais cerné par une enceinte discontinue de petits dômes. (Photos 5 de la planche 2 et 2 de la pl. 3).

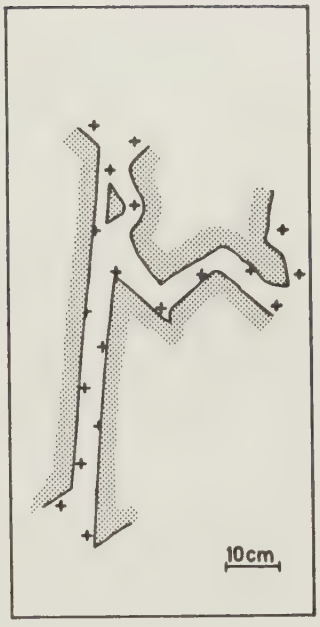
---

(1) Allusion au raccord entre les glaciers des Bossons et de Taconnaz sur le versant de Chamonix du mont Blanc !

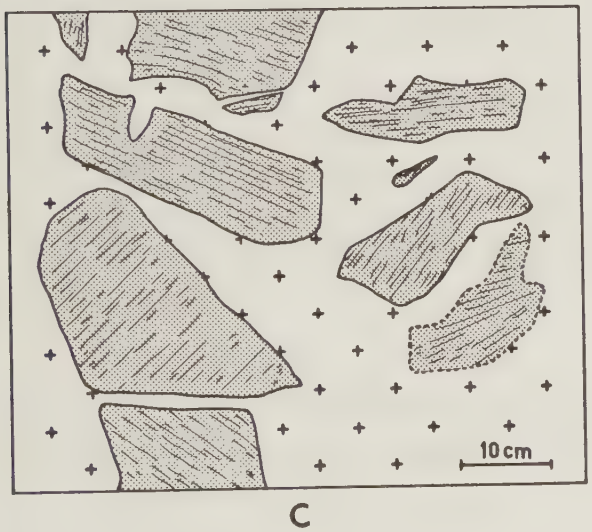
(2) Je reprends ici le terme utilisé par J. Ranoux et B. Guérangé en 1956.



A



B



C

Figure 41 — BRÈCHE D'INTRUSION AU CONTACT ORIENTAL DE L'IMEHELLATÈNE SUD

A — Dalle un peu inclinée, dessinée d'après une photographie.

A et B — Enclaves légèrement déplacées de tonalite.

C — Enclaves déplacées de tonalite (remarquer à droite l'enclave estompée par l'assimilation).

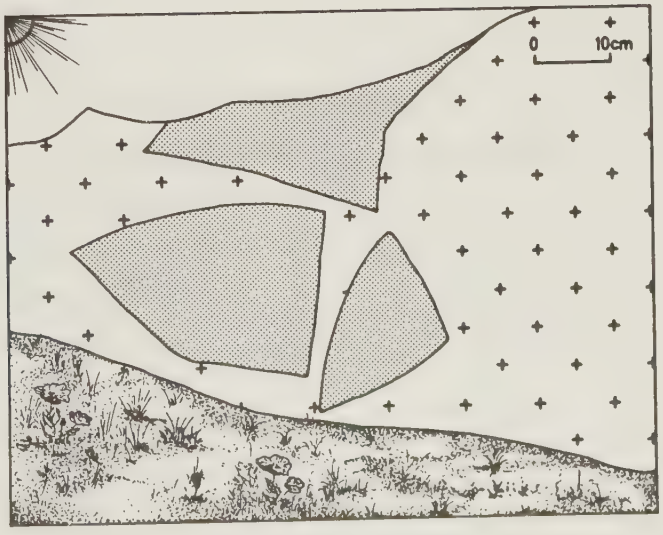


Figure 42 — ENCLAVES DÉPLACÉES DE TONALITE AU CONTACT NW DE L'OVALE D'ISEDDIÈNE (Dalle verticale dessinée d'après une photographie).

2 - CONTACTS AVEC L'ENCAISSANT

La rareté des affleurements ne permet pas de développer cet aspect de l'étude. Aussi commencerai-je par là, avant d'aborder un long examen des granites et de leurs relations. Mais si les points d'observation sont rares, deux d'entre eux s'avèrent très instructifs.

La brèche du contact Est de la "Jonction". Facile à repérer, le secteur intéressant se trouve sur la rive droite de l'oued I-n-Afarfar. Le granite s'ennoie doucement sous les tonalites légèrement foliées du Pharusien inférieur. Au bord de l'oued, on ne peut définir de limite nette, mais bien plutôt une zone de contact, qui s'étale sur 100 ou 200 m et consiste en une brèche formée aux dépens de l'encaissant. Le matériel granitique est ici leucocrate et riche en microcline ; certains phénocristaux sont finement enrobés d'oligoclase.

Les figures 41 A, B et C montrent quelques aspects caractéristiques. De toute évidence, il existe des enclaves déplacées. Là où les bras de granite sont minces, on parvient souvent à recoller en pensée les morceaux du puzzle.

Un début d'assimilation accompagne ces phénomènes mécaniques. On remarque en effet des enclaves plus ou moins estompées, d'autant plus nombreuses qu'elles se trouvent plus loin de l'encaissant. Mais la recristallisation n'a pas vraiment épargné les enclaves d'apparence intacte : c'est ainsi que sous le microscope, on aperçoit des mosaïques de petites oligoclases remplaçant les oligoclases calciques de la tonalite.

Les enclaves déplacées de tonalite au contact NW de l'Ovale d'Iseddiène. Noyé dans le sable, l'affleurement ne mesure que quelques m^2 ; il se trouve sur la bordure sud de la cloison d'encaissant qui s'interpose au NW entre l'Ovale et l'Adrar Iseddiène, et a été reporté sur la figure 53, page 239 (point 4). On voit basculer dans le granite des blocs anguleux de tonalite (fig. 42).

Le granite intrusif appartient à l'Ovale. Peu grossier, il renferme notamment de petits phénocristaux d'orthose, souvent enrobés d'oligoclase.

Près de chaque enclave, le felspath K de la mésostase fine ("microcline II") tend à disparaître, mais il réapparaît en abondance pour former un liséré blanc de 0,5 cm qui se trouve au contact même. Dans la tonalite, on note ici encore une légère recristallisation provoquée par le granite intrusif (nombreuses gouttelettes de quartz dans les plagioclases). La biotite est vert olive, à rares résidus brunâtres, alors que celle du granite est brune.

Conclusion : Ces deux affleurements nous éclairent sur le mécanisme possible de la mise en place du magma, sinon dans toute sa masse, du moins à sa bordure. Dans le premier cas, l'encaissant donne l'impression d'avoir éclaté sous la poussée du magma qui arrivait par en dessous ; sa rigidité l'empêchait de se déformer comme au Nord du Tesnou 1. Le deuxième affleurement suggèrerait plutôt la chute passive des blocs ("magmatic stoping" au sens strict). Toutefois, rien ne nous prouve que ces phénomènes ne sont pas des aspects complémentaires d'un mécanisme tout autre de mise en place, tel que l'abattage de panneaux importants, voire la "cauldron subsidence".

3 - L'IMEHELLATENE

Les trois massifs de l'Imehellatène sont assez mal individualisés. C'est pourquoi, au lieu de les décrire séparément, j'étudierai chaque unité pétrographique dans l'ensemble du complexe, à savoir :

§ 3.1. - des enclaves de microtonalite ("précurseurs basiques"), et diverses roches associées.

§ 3.2. - une zone périphérique de granite calco-alcalin grossier que borde à l'Ouest une frange de leucogranite plus alcalin.

§ 3.3. - une zone "intermédiaire" de granite calco-alcalin, moins grossier.

§ 3.4. - des corps centraux de granite alcalin à grain fin.

§ 3.5. - diverses particularités observées le long du passage virtuel de la discordance à travers le complexe.

3.1 - LES MICROTONALITES ET LES ROCHES ASSOCIEES (GRANODIORITE, LEUCOGRANITES PRECOCES)

Si des masses intrusives à composition de diorite quartzique, ou plus basique encore, ont précédé de peu la mise en place d'un granite circonscrit, se faisant souvent disloquer par ce dernier, on a pris l'habitude de les appeler : "précurseurs basiques"[1]. On trouve le terme chez R. Capdevila (1969), E. Raguin (1970), mais la notion remonte chez les auteurs français aux travaux des géologues clermontois (Didier et Roques 1960,... ; Didier 1964 ...). Ici, il s'agira surtout de microtonalites.

Localisation des microtonalites

Ces roches sont regroupées dans l'Imehellatène Sud et dans le Sud de l'Imehellatène médian.

1. L'épine dorsale de l'Imehellatène Sud est un relief noir et délabré. A l'Ouest s'étend un piémont chaotique, large de 1 km, que parcourent des filons d'aplite et de longues échines vert foncé. Ces dernières atteignent des dizaines de mètres de long, plusieurs mètres de large et s'allongent parallèlement à la discordance intrapharusienne qui passe à 3 ou 4 km à l'Ouest.

2. Dans le "Pilier" qui soutient la grande "Arche" du massif médian, on rencontre des blocs sombres, anguleux pour la plupart et plus ou moins groupés en essaims. Leurs dimensions varient de quelques centimètres à quelques mètres.

---

(1) Reste à savoir s'il ne vaudrait pas mieux parler d'accompagnateurs basiques (voir page 379).

Pétrographie des microtonalites ("hybrides").

Le terme de microtonalite correspond ici à une certaine diversité de composition et de texture. Nous avons affaire à des "hybrides", c'est-à-dire à des roches qui résultent d'un mélange plus ou moins poussé de matériels acide et basique. La microtonalite courante est proche de la définition du terme, mais présente déjà sous le microscope quelques aspects de contamination à l'état visqueux par le granite. Toutefois, c'est dans les enclaves qualifiées ci-après d'hétérogènes que les mélanges se voient le mieux.

La microtonalite courante

Description macroscopique

Roche noire quand elle est très fraîche, plus souvent vert sombre. Un début d'altération fait bien ressortir les textures, lorsque celles-ci se traduisent par des enchevêtrements de minéraux allongés : fines baguettes d'amphibole (1 à 5 mm de long), plagioclases. Mais souvent, la tonalite se présente comme un matériau compact, sans minéraux visibles à l'oeil. Il arrive que les deux textures coexistent dans le même échantillon.

Présence occasionnelle de petits "phénocristaux" de plagioclase (2 mm). "Ocelles" de quartz (5 mm), plus rares. Quelques nodules noirs de 3-4 mm.

Description des lames minces

La texture s'apparente à celle des dolérites. Les ferromagnésiens représentent de l'ordre de 25 à 30 % de la roche.

. Les plagioclases sont zonés, sans oscillations (andésine au centre). L'aspect général est celui de longues baguettes (pl. 12, photos 3 et 5). On doit cependant noter une tendance très fréquente à l'estompement des contours et des zonations (pl. 12, photo 3). Parfois s'esquissent des assemblages en éventails peu ouverts.

. L'amphibole - une hornblende hastingsitique d'un vert assez sombre[1] - se présente en cristaux plus ou moins aciculaires, fort allongés parfois. Cependant, les aiguilles tendent sur leurs bords à mouler les plagioclases, ce qui leur donne un aspect déchiqueté. Certaines d'entre elles renferment des résidus de clinopyroxène, ou de la hornblende peu colorée résultant d'un évolution deutérique (planche 11, photo 2). Les plus grosses ont tendance à se rassembler (photo).

---

(1) $1,67 < n'g < 1,68$ $1,66 < n'p < 1,67$

Un autre habitus, assez fréquent, de la hornblende, est celui de petits grains émoussés.

Les nodules noirs sont formés d'amphiboles agglomérées. Ce sont d'anciens phénocristaux de pyroxène ou d'amphibole, dont les formes géométriques subsistent parfois.

. La biotite, moins abondante en général que la hornblende, est d'un brun beaucoup plus prononcé que dans les granites associés. On la voit souvent imbriquée avec l'amphibole.

. Le quartz est subordonné. Il dessine des coins, des lames acérées, et prend parfois un aspect graphique (cristaux très ramifiés, à angles vifs, dans lesquels s'encastrent les rectangles de plagioclase). Exceptionnellement même, il passe à des figures presque granophyriques. En grains plus quelconques, il s'associe à la hornblende dans les pseudomorphoses de grands ferromagnésiens. Les ocelles seront décrits et interprétés plus loin.

. Le microcline existe presque toujours, en proportion variable. Il est moiré ou quadrillé, interstitiel, et apparaît visiblement en dernier.

. L'abondance de l'apatite aciculaire est un fait bien connu dans ce type de roche. On observe soit de longues aiguilles, soit de courtes baguettes qui se disposent à la manière de barreaux d'échelle, progressivement décalés.

. Le sphène est le plus répandu des autres accessoires.

Analyses chimiques

Nous disposons d'une analyse totale (n°30). Les paramètres de Lacroix placent cet échantillon à la limite des granodiorites et des diorites quartziques.

L'amphibole a été analysée partiellement à la microsonde de Castaing (analyse III). Compte tenu de la faible précision des dosages, la tendance hastingsitique semble confirmée.

Indices de contamination dans la microtonalite courante

Les ocelles de quartz

Plusieurs éléments de la description précédente sont très suggestifs d'une évolution secondaire. Ainsi de certains aspects pris par le quartz : lamelles insérées entre les baguettes de plagioclase, notamment dans les assemblages radiés ; textures presque graphiques ; éponges plus ou moins accolées (planche 12, photo 6). Les plagioclases, de même : ils semblent perdre leurs zonations, leurs limites naturelles tendent

à s'estomper (notons que les phénocristaux peuvent être épargnés par les transformations de la pâte environnante : planche 12, photo 5). La hornblende en granules émoussés n'est sans doute pas d'origine primaire. Il est naturel d'attribuer tous ces phénomènes, ainsi que l'apparition du microcline, à l'influence du magma granitique sur une roche incomplètement cristallisée.

Les ocelles de quartz (planche 11, photo 3) n'ont pas ici le beau développement noté dans certains complexes mieux connus : Tyrone (Angus, 1962), Ploumanac'h (Barrière, 1972 et études en cours). Elles n'en posent pas moins un problème intéressant. L'explication proposée dans le premier exemple cité est celle d'une métasomatose de roche basique sous l'action de fluides émis par le granite. D'une façon générale, il semble plausible d'envisager aussi un autre mécanisme, à la lumière des expériences de T.H. Green et A.E. Ringwood (1968) sur l'origine de la série calco-alcaline par fusion partielle d'éclogites. Dans certaines conditions (P élevée, en particulier), la phase liquidus est constituée par du quartz ; ce quartz devient instable à pression plus faible. La forme arrondie des ocelles serait donc due à un début de résorption des phénocristaux précoces lors de la montée du magma.

De même, les phénocristaux de ferromagnésiens étaient sans doute intratelluriques. Si les amas pseudomorphiques ne présentent que rarement des formes caractéristiques, on peut incriminer là encore une résorption partielle.

Les enclaves hétérogènes[1]

La microtonalite est comme figée à divers stades de dilution dans une trame de granite gris à grain fin où flottent de petits phénocristaux. Elle forme ainsi des taches plus ou moins distinctes, mesurant quelques cm^2 au maximum, plus souvent 1/2 à 1 cm^2 ; à la limite, on distingue seulement des plages où les ferromagnésiens sont un peu plus concentrés qu'ailleurs. Ces phénomènes s'observent en général à proximité des masses de microtonalite "homogène" (planche 12, photo 4).

Les lames minces ne sont guère faciles à analyser (planche 11, photo 4 ; pl. 12, photos 1 et 2). Schématiquement, on remarque :

- Des plages résiduelles de microtonalite. D'après l'abondance souvent anormale et l'habitus des ferromagnésiens (petits grains émoussés), il semble qu'elles aient plus ou moins recristallisé. Mais on aperçoit encore la forme allongée des plagioclases primaires (et non leur zonage : là encore, il y a eu recristallisation). Le microcline peut faire totalement défaut.

- Des plages de granite monzonitique ou de granodiorite. Divers détails, tels que les formes et zonations des plagioclases, suggèrent une cristallisation magmatique. Mais ces détails sont noyés dans un fouillis de cristaux xénomorphes où l'on serait bien en peine de définir une texture précise : les plagioclases ne sont plus zonés ; tout en restant allongés, ils semblent corrodés par du quartz et par du microcline finement quadrillé.

- Des plages de granite alcalin, roses sur les échantillons. Le microcline y est plus abondant que ci-dessus, corrode davantage les oligoclases. Il donne avec le quartz des assemblages de grains polygonaux, très suggestifs d'une recristallisation.

---

(1) C'est à ces enclaves que s'applique le qualificatif d'hybride dans le texte des planches 11 et 12.

Deux phénomènes successifs sont donc en évidence dans ces enclaves hétérogènes :

- la reprise des microdiorites encore visqueuses par le magma granitique. La texture magmatique subsiste à l'état plus ou moins reconnaissable dans les deux roches ;

- une recristallisation due à l'influence persistante du granite. Elle est démontrée notamment par les mosaïques de microcline.

En réalité, on ne peut placer de coupure entre ces roches de mélange et la microtonalite, elle-même contaminée à divers degrés par le granite.

La granodiorite à grain fin

Une granodiorite gris foncé à grain fin constitue en partie l'arête de la "Jonction" et forme une masse de quelques hectares au pied nord du "Pilier".

Son grain est du même ordre ou un peu plus grossier que celui des microtonalites. Le minéral dominant est un plagioclase automorphe, mieux zoné que celui des microtonalites (coeurs atteignant l'andésine) ; il existe quelques synneusis, bon critère de cristallisation magmatique à haute température. Entre les plagioclases s'étendent des assemblages plus confus et plus fins de microcline et de quartz. Le microcline, non perthitique, se présente en plages interstitielles, ou bien gaine les plagioclases ; dans ce dernier cas, il est lardé de quartz dentelliforme pouvant corroder le plagioclase. Il y a moins d'accessoires et de ferromagnésiens (moins de hornblende surtout) que dans les microtonalites.

L'analyse chimique n°31 donne en paramètres de Lacroix une composition de granite monzonitique assez "basique" ; une analyse modale fournirait sans doute le même résultat. L'appellation "granodiorite" présente cependant des avantages :

- elle préserve la position de cette roche entre les microtonalites et les granites monzonitiques banaux du massif, et permet d'éviter toute confusion avec ces derniers ; enfin elle est imposée dès le premier coup d'oeil à la lame mince, qui oppose l'automorphie des nombreux plagioclases au caractère presque toujours interstitiel du microcline.

Relations avec les microtonalites : Granodiorite et tonalite occupent des domaines contigus. Néanmoins, je n'ai pas réussi à me faire une idée bien précise de leurs relations sur le terrain. Il n'y a pas d'enclave d'une roche dans l'autre, sauf cas particulier mentionné plus loin. Aussi peut-on s'attendre à un passage progressif et à un âge sensiblement équivalent.

Les leucogranites précoces du Nord de la "Jonction" et du "Pilier"

Ce sont des roches blanches ou jaunâtres, équantes et dépourvues de phénocristaux. Leur grain va de 2 à 4 mm. Le microcline s'accompagne d'albite envahissante ou d'oligoclase. Comme composition moyenne, on peut donner : 20 à 30 % de quartz, 1 à 3 % de biotite, et une quantité à peu près égale des deux feldspaths. Il existe deux groupes d'affleurements :

1. Nord de la "Jonction". Un leucogranite (subalcalin) à microcline et oligoclase acide découpe la granodiorite en formant des filons à bords parallèles. Mais il est lui-même recoupé par le granite à grain moyen de la zone intermédiaire. Aussi précède-t-il les roches courantes du complexe.

2. "Pilier". Des enclaves de leucogranite alcalin à microcline et albite occupent une surface importante sur les moutonnements rocheux qui frangent la côte sud du "Pilier". Elles baignent dans le granite grossier ou dans le granite à grain moyen. Les plus petites mesurent 1 m de diamètre et ont une forme arrondie. Les plus grosses dépassent la centaine de mètres et présentent elles aussi un contour émoussé, souvent même lobé.

   Cette absence de formes géométriques et anguleuses gêne l'interprétation : il paraît néanmoins probable que ces leucogranites ont précédé les granites normaux, mais ceci est moins net que dans le Nord de la "Jonction". On peut supposer que le magma calco-alcalin a "corrodé", voire refondu, les roches antérieures, qui étaient relativement proches d'une composition de minimum ternaire.

Reste que la place de ces leucogranites dans l'histoire du massif semble obscure pour l'instant. C'est leur association apparente aux microdiorites qui m'a conduit à les décrire avec ces dernières. Des renseignements complémentaires seront fournis à la page 220 par l'étude d'un autre secteur.

3.2 - LE GRANITE GROSSIER DE LA PERIPHERIE, ET SA BORDURE DE LEUCOGRANITE

Pour l'essentiel, il s'agit d'un granite à microcline rosé, oligoclase et biotite ferrifère. Quand le microcline est plus abondant que le plagioclase (cas des variétés porphyroïdes), le chimisme devient plutôt subalcalin que monzonitique. L'oligoclase appartient en principe au type automorphe et légèrement zoné, mais la taille des cristaux a gêné l'acquisition des formes propres. On voit assez souvent apparaître des franges d'albite sur les bords des microclines, détail montrant que les phénomènes post-magmatiques ont joué un rôle.

Le caractère porphyroïde n'est que rarement très marqué : les microclines ne sont pas très bien formés et ressortent assez mal sur le fond de la roche, lui-même grossier. Sur l'affleurement, on observe quelques variations de détail : le grain, la tendance porphyroïde, le degré d'orientation des phénocristaux peuvent fluctuer. On rencontre même des contacts assez nets entre telle ou telle variété, mais sans réussir à les suivre longuement. Ces contacts paraissent ne refléter que des perturbations locales de la cristallisation d'un ensemble unique.

Une orientation des gros feldspaths apparaît çà et là, le plus souvent entre N 150° E et N-S.

Dans l'excroissance de l'Ouest qui déborde sur l'emprise du Pharusien supérieur, le granite n'est presque plus porphyroïde et paraît plutôt moins grossier, moins orienté aussi. Il renferme très souvent des schlieren courts et diffus de biotite (analyse m.15) (1).

Par conséquent, le granite diffère quelque peu selon qu'il traverse le Pharusien inférieur ou le Pharusien supérieur. Il y aurait là matière à une étude chimico-minéralogique fouillée. Une différence de profondeur d'érosion explique sans doute en partie les nuances constatées (voir ci-après, page 224).

---

(1) m.14 est l'analyse du mica provenant d'une sorte de biotitite compacte, longue de plusieurs mètres, qui semble représenter une variété de schlieren.

La frange leucogranitique du Nord Ouest

Elle forme la corne NW du complexe puis, au Sud d'un important réseau EW de filons silicifiés, elle se poursuit jusqu'à mi-longueur du massif médian, sans jamais dépasser 7 à 800 m de large. On y observe du granite alcalin ou subalcalin équant, non porphyroïde et pauvre en biotite (1 à 5 %) ; en moyenne, il renferme à peu près autant de microcline que de plagioclase.

Le grain est assez fin à la pointe NW, moyen à grossier ailleurs. Le contraste avec le granite normal diminue vers le Sud à mesure que la frange s'amenuise. Toujours se remarquent des réactions post-magmatiques, la plus visible étant l'albitisation ; selon les lames minces, il subsiste ou non des détails suggérant une cristallisation magmatique primaire (oligoclases acides, automorphes, à tendance zonée).

Le faciès fin de la corne NW est le plus albitique. Nous le retrouverons en bordure des massifs d'Aït-Oklan et de l'Adrar Elbema décrits dans le chapitre suivant. Il annonce les approches du toit de la coupole.

Relations avec le granite normal : Des lits de biotite jalonnent tout au long la zone de passage entre granite et leucogranite. Il n'y a de contact net que vers le Nord, à certains endroits : la limite coïncide alors avec le plus externe des lits surmicacés. Juste à l'extérieur, le leucogranite renferme des poches de pegmatite ; elles mesurent de 50 cm à 1 m de diamètre, et consistent en une couronne de 10-20 cm de microcline rose entourant un gros noyau de quartz blanc ; parfois aussi elles sont cernées par un liséré de biotite (analyse m.16).

On ne peut caractériser de manière précise les rapports entre le granite et sa bordure leucogranitique. Les deux ensembles sont inégalement contrastés, et aucun d'entre eux ne paraît nettement postérieur à l'autre ; il se peut toutefois que les réactions post-magmatiques de la bordure aient duré après l'achèvement du granite normal, suggestion que nous argumenterons mieux après l'étude de tous les Taourirts.

Ebauche d'une frange leucogranitique dans l'Est du massif médian

La photo-aérienne NF 31 XXII-XXIII n°9 suggère l'individualisation d'une zone de 1 km de large, située au Sud des "Gémeaux", en bordure du massif médian (secteur du point coté 909 m sur la carte IGN de Tin-Felki).

En effet, le granite s'y révèle un peu différent de la normale : moins porphyroïde, plus leucocrate, plus alcalin (plagio. # 10 % An). Il évoque ainsi les roches les plus grossières de la frange de l'Ouest.

Cette différenciation de bordure semble se prolonger vers le Nord dans les "Gémeaux", au moins sur les flancs est et sud du sommet méridional. Par contre elle disparaît un peu plus loin dans le secteur du raccord avec l'Imehellatène Nord. L'inexistence des variations de bordure est frappante sur la rive gauche de l'oued I-n-Toukaouine (1), où le contact affleure très bien : pas de miaroles, pas de pegmatites ; en revanche, de nombreux filons d'aplo-pegmatite partent dans l'encaissant. Le contact, très plat, se trouve fort en contrebas des "Gémeaux" tout proches, détail qui incite à cantonner les leucogranites de bordure aux parties apicales du massif.

3.3 - LE GRANITE A GRAIN MOYEN DE LA ZONE INTERMEDIAIRE, SES RELATIONS AVEC LE GRANITE GROSSIER ET AVEC LES PRECURSEURS BASIQUES

Le granite et ses variations

La composition minéralogique est sensiblement celle du granite grossier. Notons cependant une allure beaucoup moins porphyroïde ; il arrive même assez souvent que la roche, dépourvue de phénocristaux, soit équigranulaire, d'où une certaine diminution du rapport microcline/oligoclase, faisant glisser la composition vers celle d'un granite monzonitique (analyse 33). La texture elle-même tend à devenir "monzonitique".

Le grain varie dans d'assez larges limites. Comme très souvent, ce sont les variations fines (échantillon de l'analyse 32 par exemple) qui montrent au mieux les détails caractérisant une cristallisation magmatique : on note en particulier des zonations dans les quelques phénocristaux de feldspath K.

---

(1) La carte Tin-Felki de l'IGN situe le point d'eau d'I-n-Toukaouine dans l'oued I-n-Afarfar, à tort me semble-t-il.

Figure 43 – CROQUIS DE SITUATION DES AFFLEUREMENTS REPRÉSENTÉS SUR LA FIGURE 44.

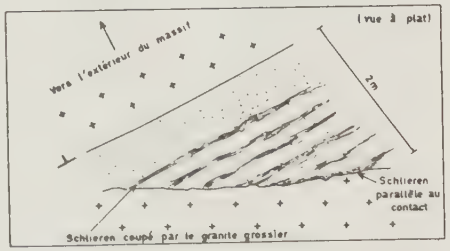
Figure 44

DÉTAILS OBSERVÉS AU CONTACT OUEST DES ZONES INTERMÉDIAIRE ET PÉRIPHÉRIQUE DE L'IMEHELLATENE MÉDIAN ET SUD

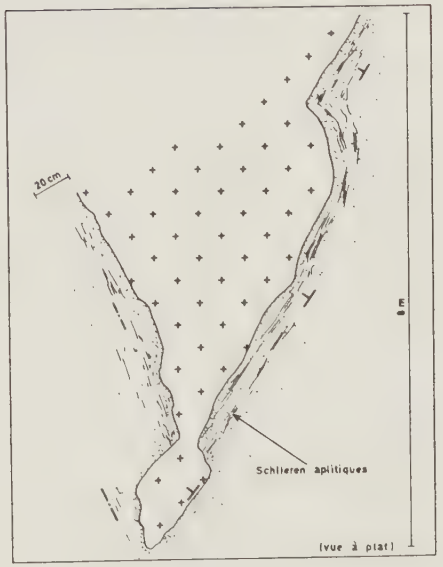
La figure 43 situe les affleurements décrits

Les croix représentent le granite grossier de la périphérie (1)

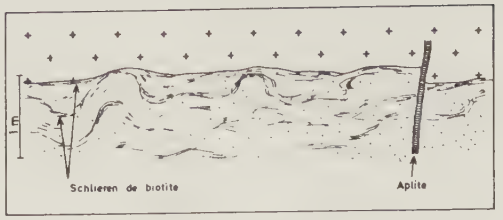
A — Point 1 de la figure 43
Contact net et plat. La zone intermédiaire (granite à grain moyen) présente 30 cm d'une bordure à grain fin.



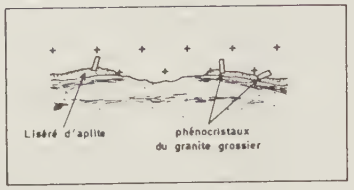
B — Point 2 de la figure 43
Le granite périphérique recoupe des filons semblant issus de la zone intermédiaire.



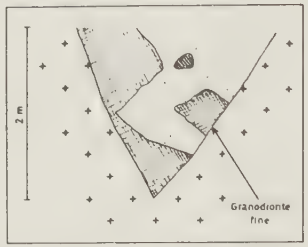
C — Point 2 de la figure 43
Le granite grossier crève des schlieren d'aplite qui longent la limite.



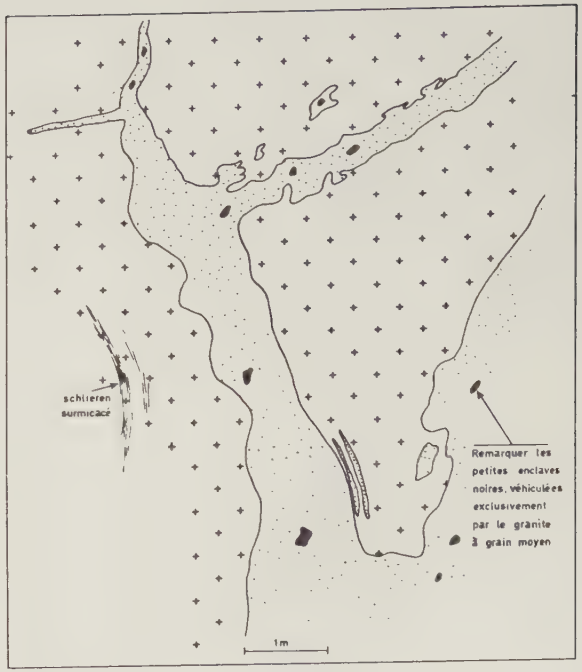
D — Point 3 de la figure 43
Contact à fort pendage externe.
Présence de schlieren sinueux, dont un contre le contact.



E — Point 4 de la figure 43
Le granite grossier corrode un mince liseré (5—10 cm) d'aplite longeant le contact.



F — Point 6 de la figure 43
Enclave anguleuse de granite à grain moyen et de granodiorite dans le granite grossier.



G — Point 7 de la figure 43
Bras irréguliers de granite à grain moyen, semblant avoir été injectés dans le granite grossier plus visqueux.

INTERPRÉTATION RÉSUMÉE

1) Le granite de la zone intermédiaire s'injecte dans la périphérie, consolidée (A ?, D ?) ou non (B, C, G).
2) Le granite de la périphérie a fini de cristalliser après la zone intermédiaire : B, C, E.
3) Le granite de la périphérie est postérieur au granite de la zone intermédiaire (cas très rare) : F.

(1) Les figurés ne sont pas ceux de la carte, fig. 40.

Le grain diminue du Nord au Sud dans le massif médian à mesure que la zone intermédiaire se rétrécit. Il décroît aussi d'Est en Ouest dans l'oued I-n-Toukaouine aux abords du contact avec le granite grossier. A ces variations très étalées dans l'espace s'ajoutent quelques irrégularités locales.

Relations avec le granite grossier

Dans le massif nord

On ne voit de contact qu'au NE. Ici, la zone intermédiaire arrive presque au bord du Taourirt (1). Les deux granites sont juxtaposés sans que l'un pénètre dans l'autre (2). Comme souvent en pareil cas, le contact est jalonné par quelques lentilles de pegmatite, situées surtout dans le granite grossier. De son côté, le granite à grain moyen devient parfois plus fin, se chargeant d'amandes quartzeuses. Cette limite finit elle-même par s'estomper vers le Sud.

Au total, rien de tout cela ne suffit à prouver une chronologie. Aussi les granites paraissent-ils synchrones.

Dans les massifs médian et sud

Le contact occidental des deux ensembles affleure très bien, mais j'en connais peu qui soient plus délicats à interpréter. Son style est très changeant. Aussi importait-il de multiplier les points d'observation : la figure 43 permet le repérage de ces derniers sur la photo-aérienne NF 31 XXII-XXIII n°010.

Les figures 44 A à G donnent une idée de la complexité du problème. Apparemment contradictoires, les arguments chronologiques sont résumés sur le dépliant.

A d'autres endroits, tout critère disparaît. C'est le cas entre les points 5 et 5 bis ; on voit alors apparaître des enclaves microgrenues claires de chaque côté du contact. Ce dernier, d'ailleurs, perd souvent de sa netteté et cède la place à un passage rapide, mais progressif. Enfin au Sud, dans la Jonction, il n'y a pratiquement plus de zone intermédiaire ; si l'on parvient encore à distinguer ici ou là du granite à grain moyen, c'est pour ne plus en faire qu'une variation du granite grossier.

---

(1) La limite occidentale de la zone intermédiaire est mal connue, d'abord faute d'affleurements démonstratifs, ensuite parce que les roches sont peu contrastées. La carte manque donc de précision dans ce secteur.

(2) Cf. planche 9, photo 7.

Conclusion. Nous devons admettre que les deux zones ont cristallisé côte à côte. Tantôt les deux milieux ont évolué sans s'interpénétrer, tantôt la zone intermédiaire — plus fluide — a injecté la périphérie incomplètement consolidée. En tel point de la zone périphérique, la fin de la cristallisation a été plus précoce qu'en tel autre.

Relations de la zone intermédiaire et de la granodiorite dans le Sud du massif médian

Le secteur examiné ici va du pied nord du "Pilier" au point 3 de la figure 43. A cet endroit, la zone intermédiaire renferme une petite masse de granodiorite ; son granite se charge alors d'enclaves et subit des modifications profondes.

Les enclaves aux abords de la granodiorite

Elles apparaissent à quelques dizaines de mètres au Nord de la granodiorite et se multiplient à son voisinage. On en identifie ainsi trois sortes :

1. Des microtonalites de type courant, formant des boules de la dimension du poing.

2. Des enclaves microgrenues plus claires, rondes ou fuselées, que les lames minces placent vers la limite des granites monzonitiques et des granodiorites.

3. Des loupes noires d'environ 5 cm, plus ou moins émoussées dans le détail (fig. 44 G, 45). Elles représentent une variété de microtonalite à grain extrêmement fin.

Quelques petits "phénocristaux" de plagioclase attestent l'origine magmatique de la roche. Le restant du plagioclase n'a pas toujours de formes nettes. Le quartz est spongieux, parfois presque graphique. La biotite est très propre, très abondante ; de même la hornblende quand elle existe. Certaines lames ont montré de nombreux "ocelles" clairs de 1 ou 2 mm, dépourvues de ferromagnésiens et centrés sur du sphène extrêmement poecilitique (le titane et le calcium du sphène proviennent sans doute d'une destruction d'amphibole). Au total, la texture est confuse et trahit une recristallisation poussée.

Ces petites enclaves seraient les restes recristallisés, soit d'un corps de microtonalite figé vers sa bordure à l'état de dacite, soit de filons ayant accompagné l'intrusion des microtonalites.

On en aperçoit quelques unes dans la granodiorite, mais en quantité bien moindre. Ce sont les seuls représentants du cortège des tonalites qui soient enclavés dans la granodiorite. Il s'en rencontre aussi dans les enclaves microgrenues claires du secteur.

Modifications du granite dans ce secteur à enclaves

Le granite de la zone intermédiaire devient hétérogranulaire, avec des cristaux de taille variable (0,5 à 1,5 cm) qui se pressent en grand nombre dans une pâte fine. Il semble aussi un peu plus "basique" que d'habitude, ce qui tend à le rapprocher de la granodiorite et des enclaves (présence de hornblende, rareté relative du microcline). Les phénocristaux sont bien formés ; parmi eux, notons surtout des plagioclases à zonation oscillatoire, groupés en synneusis (planche 17, photo 4). La pâte est beaucoup moins démonstrative d'une origine magmatique, et l'on aperçoit des signes de réarrangement tardif : microclinisation, plagioclases moins zonés et mieux maclés que les premiers formés, quartz de deuxième génération (planche 17, photo 9).

Contact avec la granodiorite

Le granite envoie de minces travées dans la granodiorite. Celles-ci sont tantôt contournées (fig. 45 A) tantôt planes avec des bords parallèles (fig. 45 B). Même réduites à quelques centimètres de puissance, elles charrient les "loupes noires" décrites à la page précédente, tandis que la granodiorite avoisinante en est dépourvue.

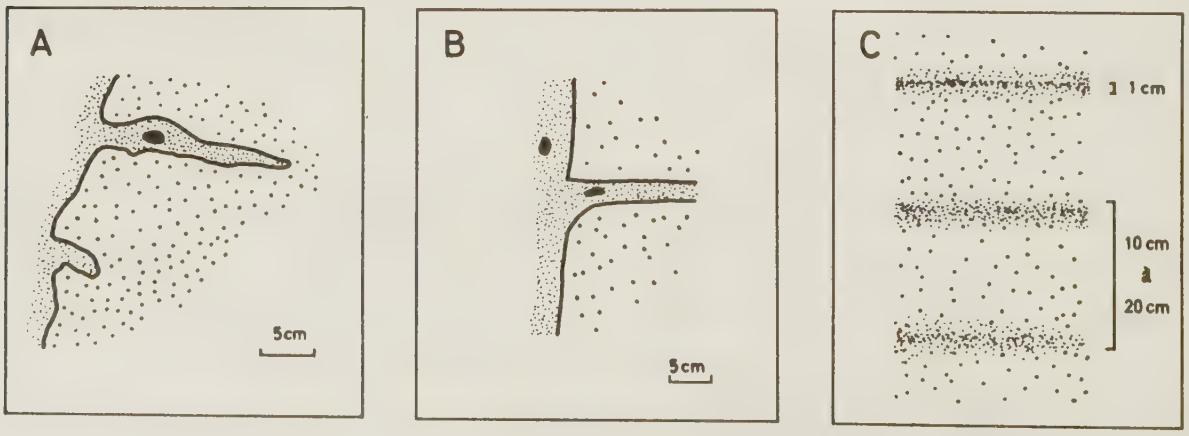


Figure 45. Relations entre le granite de la zone intermédiaire ( ) et la granodiorite ( )

Les travées rectilignes de granite confèrent parfois à la granodiorite un aspect discrètement rubané (fig. 45 C). Elles n'ont alors qu'1 cm d'épaisseur. Claires et sans limites nettes, elles sont rares, ou au contraire répétées tous les 10 à 20 cm sur le même affleurement. Le microcline y est plus abondant que dans la granodiorite, les plagioclases sont moins zonés et moins calciques, l'amphibole manque. Peut-être avons-nous affaire ici à une reprise de la granodiorite le long de fissures.

Relations de la granodiorite et de la zone intermédiaire dans le Nord de la "Jonction"

Au pied des reliefs, la granodiorite est réduite à l'état d'enclaves anguleuses dans du granite de type courant (point 6 de la fig. 43 et fig. 44 F). Rappelons qu'elle est aussi recoupée par un leucogranite (voir page 210). Ceci s'observe sur de grandes dalles situées 300 m à l'E.SE du point 6 de la fig. 43.

Conclusion : Le granite de la zone intermédiaire est plutôt postérieur à la granodiorite mais le hiatus chronologique semble inégal d'un endroit à l'autre. Faible quand le granite envoie des bras contournés (on peut alors envisager un mélange de deux milieux non encore consolidés), l'écart est plus fort quand les travées de granite sont rectilignes et surtout quand la granodiorite forme des enclaves anguleuses.

De telles fluctuations ne doivent pas surprendre : rien ne prouve que le granite (ou la granodiorite) ait cristallisé partout exactement au même moment.

3.4 - LES CORPS ALCALINS CENTRAUX

Massif nord

Le corps central s.str.

Un granite rose à grain fin constitue les hauts reliefs du massif nord. Il a une composition banale de leucogranite alcalin à albite et micro-

cline (analyse 34) : de l'ordre de Q = 30 %, Ab = 35 %, Mi = 30 %, Bi = 5 % au maximum. Notons la chloritisation très poussée des rares biotites et la présence d'une quantité appréciable de fluorine.

Cette unité, dont on remarque le contour polygonal au NW, recoupe la zone intermédiaire ; elle y envoie des filons rectilignes à bords parallèles, visibles notamment sur la rive droite de l'oued I-n-Toukaouine.

L'arc oriental

La photo-aérienne NF 31 XXII-XXIII n°653 laisse deviner un croissant de couleur sombre dans l'Est du massif médian. On y observe un granite alcalin à grain moyen. Ses limites sont tantôt difficiles à situer avec précision, tantôt nettes. Dans ce dernier cas, le granite présente à sa bordure une variation aplitique. Notons que la zone intermédiaire, tout alentour, semble plus riche qu'ailleurs en réactions postmagmatiques (albitisation).

Le croissant alcalin serait dû à l'injection de magma résiduel dans un système de fissures arquées. On peut admettre une synchronisation approximative avec la mise en place du corps central.

Massif médian

Le cordon axial est rigoureusement parallèle à la discordance. On y observe un granite voisin de celui qui forme le coeur du massif nord, un peu moins évolué cependant : il renferme davantage de biotite (qui n'est pas systématiquement chloritisée), et sa texture peut faire penser à un ancien assemblage de plagioclases automorphes, modifiés par une albitisation deutérique.

Les relations avec le granite environnant sont moins claires que dans le massif nord. On retrouve une limite assez nette, sans filons cette fois. Mais il reste probable que le corps alcalin a fini de cristalliser en dernier.

Massif méridional

Le cordon axial du massif médian semble se terminer dans le Pilier, mais la cartographie est hypothétique à cet endroit. Plus au Sud, il ne subsiste plus qu'un chevelu d'aplites.

Cependant, on voit apparaître un granite rose à grain fin dans les reliefs de la "Jonction" (1). Il recouperait la granodiorite. En lame mince on peut l'interpréter comme une variation fine du granite de la zone intermédiaire, ayant subi un début d'albitisation.

Conclusion sur les unités de granite alcalin

L'unité centrale du massif nord est la mieux définie. Celle du massif médian est moins individualisée, mais son existence ne fait pas de doute. Dans la "Jonction", on ne voit plus que des aplites, et peut-être aussi une amorce d'albitisation du granite situé au coeur de l'unité.

Enfin, point important, l'arc oriental du massif nord nous incite à envisager un contrôle par une fissuration annulaire.

3.5 - PARTICULARITES DE LA ZONE SITUEE SUR LE PASSAGE VIRTUEL DE LA DISCORDANCE INTRAPHARUSIENNE A TRAVERS LE MASSIF

Le passage "virtuel" de la discordance dans le massif se marque avec une netteté surprenante par des alignements de leucogranites et d'enclaves.

Les alignements leucogranitiques

1 ou 2 km à l'Ouest de la ligne, apparaissent des masses irrégulières et allongées de leucogranite rose à grain moyen (2-4 mm). La plus grande mesure 3 km de long. Ces leucogranites (Bi < 1 %) sont subalcalins, avec F_K un peu > plagio. D'après les quelques lames étudiées, ils ne paraissent pas renfermer de fluorine. Ils se montrent riches en textures de protoclase (d'où une rubéfaction notable). Dans ce secteur, le granite grossier renferme des schlieren micacés et des enclaves microgrenues.

---

(1) Non représenté sur l'esquisse géologique de la fig. 40. Le détail de la géologie est très mal connu dans ce secteur.

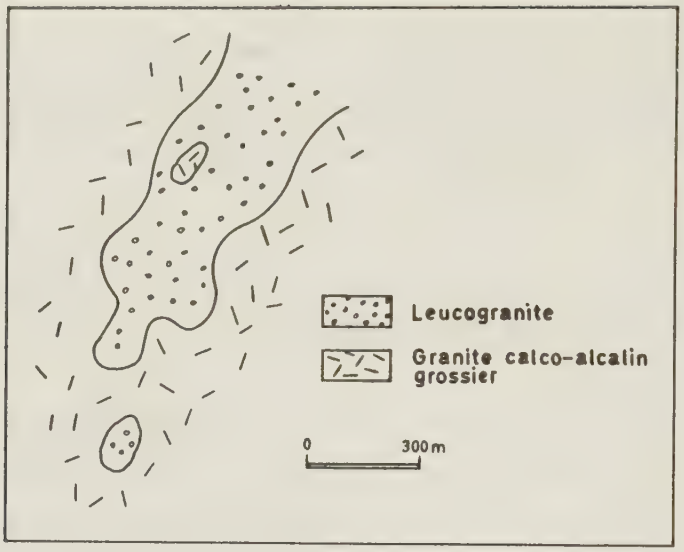


Figure 46

Le contact des deux granites est net, mais caractérisé par l'absence de tout dessin géométrique (fig. 46). A ses extrémités, la principale travée de leucogranite se termine par une série de lobes convexes. Sur ses flancs, elle ondule. Dans sa masse, elle est trouée par des avancées du granite grossier. Les corps moins importants de leucogranite sont fichés dans le granite grossier comme de grandes enclaves à contours émoussés ; la travée principale semble avoir le même mode de gisement.

1,5 km au NW, un deuxième alignement se manifeste. Il a une allure tout à fait filonienne, et cependant le granite grossier qui l'environne recèle de nombreux schlieren près du contact.

Interprétation : Il paraît difficile de soutenir que ces corps de leucogranite sont postérieurs au granite grossier, puisque la cristallisation de ce dernier a été perturbée aux abords du contact.

- Première hypothèse : un différenciat précoce injecte des fissures ouvertes dans le granite encore chaud ; la fracturation est due à un rejeu de la discordance faillée. Il faut supposer une remobilisation locale du granite (grâce à un apport d'eau ou à une chute brutale de la pression solide ?). D'où les schlieren. D'où aussi les formes lobées du corps principal de leucogranite.
- Deuxième hypothèse : ces leucogranites précoces seraient les produits d'un début modéré d'anatexie profonde (cf. Hall, 1966 ; Brown et Fyfe, 1970 ... ces auteurs évoquant l'éventualité d'une fusion progressive de la croûte à température croissante). La mise en place aurait précédé de très peu celle du granite. Malgré leur allure quasi filonienne, les corps de leucogranite seraient donc des enclaves.

Les pointements d'albitite

Non loin de l'alignement des leucogranites, une zone broyée prend en écharpe les massifs médian et nord, dans la direction N 40° E. Elle est jalonnée par des pointements d'une albitite grossière, parfois vacuolaire, à grenat, sphène, épidote, rutile, allanite, etc. (analyse I) [1]. J. Ranoux (1959) a nommé cette roche pseudo-syénite, et décrit des épisodes alternants de cristallisation et de cataclase. Il est probable que ces albitites, qui s'apparentent aux pegmatites, sont postérieures aux granites alcalins centraux des massifs nord et médian : mais les relations ne s'observent pas directement.

Les enclaves microgrenues

Elles consistent en ovoïdes ou en longs fuseaux de teinte claire, pouvant atteindre le mètre. Sous le microscope, elles paraissent banales, avec des oligoclases subautomorphes et une composition granitique primaire.

Les enclaves n'existent, semble-t-il, qu'aux abords de la principale masse de leucogranite [2]. Elles présentent deux directions d'allongement :

- N 10° à 20° E (direction de la discordance, élongation générale de l'essaim) ;
- N 150° à 170° E (fluidalité la plus courante dans le complexe. Notons que le granite grossier n'est nulle part mieux orienté que dans ce secteur).

L'ensemble de ces observations est à verser au dossier des enclaves microgrenues en général, qui sera discuté dans le chapitre XIII.

---

(1) Il en existe aussi le long du ruban de granite syncinématique qui s'intercale dans le pluton de Ti-n-Touafa.

(2) On observe de même l'association d'enclaves microgrenues au leucogranite précoce du "Pilier" (page 210).

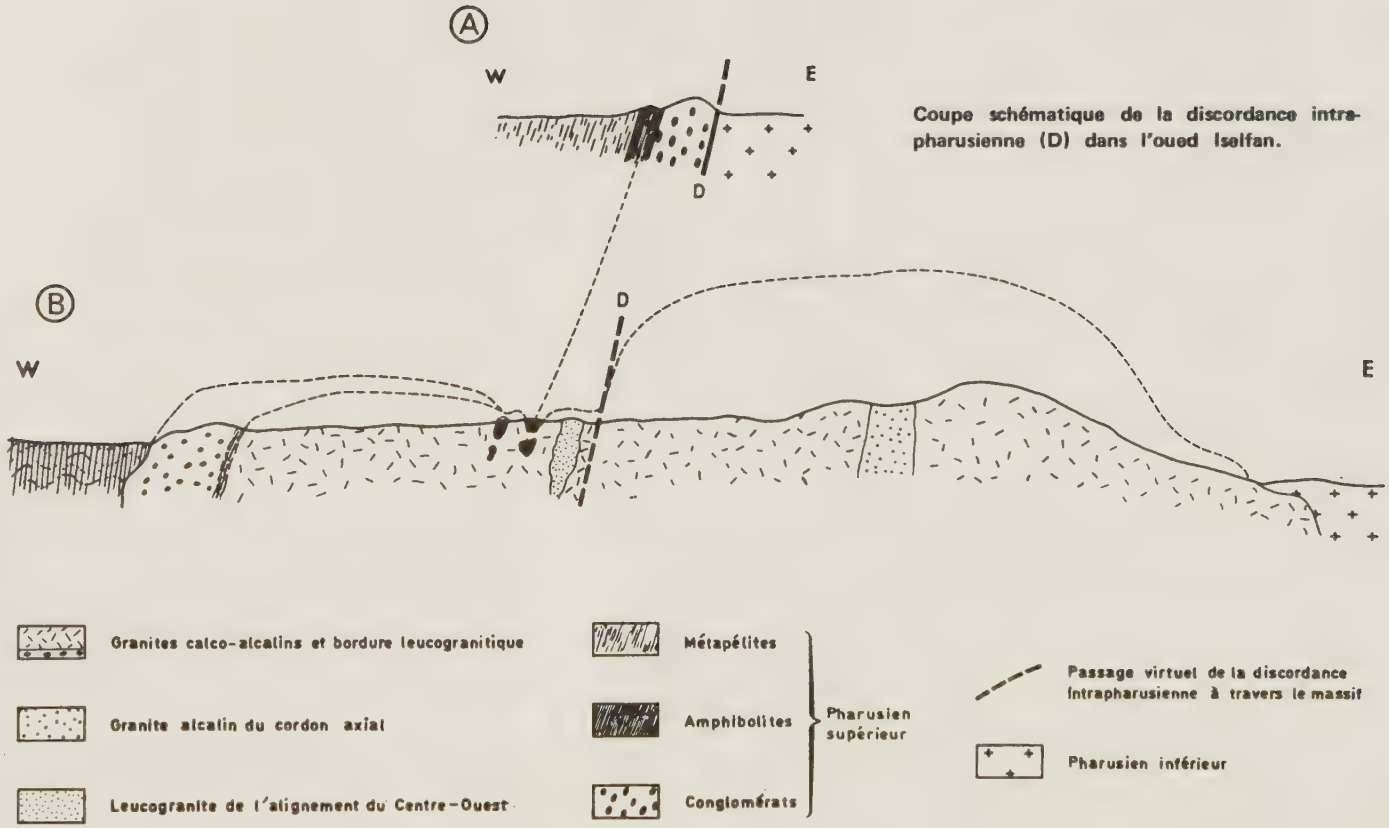


Figure 47 – COUPE SCHÉMATIQUE DE L'IMEHELLATÈNE AU NIVEAU DU MASSIF MÉDIAN

Les enclaves de schistes cristallins : un exemple de "stratigraphie fantôme"

Toutes ces enclaves appartiennent au Pharusien supérieur. On parvient à retrouver sommairement un élément de la stratigraphie, tel que le montre la coupe de l'oued Iselfan, 12 km au Nord du massif. En effet, le Pharusien supérieur comprend de bas en haut et d'Est en Ouest : conglomérats, amphibolites fines à patine bleue, pélites (ces dernières reprises dans l'auréole du pluton concordant de Tig'elamine) (fig. 47 A). Or au sein du granite, quelques enclaves d'amphibolite s'observent à 1 ou 2 km à l'Ouest de la discordance "virtuelle" ; des fragments de métapélites abondent un peu plus à l'Ouest, avec des paragenèses de cornéennes à cordiérite-andalousite-grenat-biotite brune-plagioclase. Il semble donc bien que les enclaves aient conservé, au moins en grand, leur position originelle. Sans doute proviennent-elles d'un grand pendentif du toit.

La persistance d'une "stratigraphie fantôme" dans un granite intrusif peut paraître troublante. Ce problème a été discuté à propos de certains massifs du Donegal (Pitcher, 1970 ; Pitcher et Berger, 1972). En réalité, le phénomène d'abattage ("stoping") n'est pas à exclure, si les enclaves se sont arrêtées près de leur point de départ et si le magma n'était pas brassé par des courants.

Contrairement à ce qui se passe en certains endroits du Tesnou, les restes de schistes cristallins ne sont pas vraiment associés ici aux enclaves microgrenues. Ces dernières n'existent qu'à l'Est de la travée principale de leucogranite (fig. 47 B). Au contraire, les enclaves d'encaissant suivent le bord ouest de cette unité, se rencontrent parfois aussi entre ses deux branches nord, et prolifèrent plus au Sud entre les masses isolées de leucogranite, dans un secteur où les enclaves microgrenues ont disparu. Précisons que les leucogranites ne renferment jamais de ces débris schisteux.

Les enclaves et le problème de la profondeur d'érosion : Pourquoi ne rencontre-t-on pas de fragment du Pharusien inférieur ? Bien des réponses sont concevables, en particulier celle-ci : le toit du massif s'élevait brutalement le long du plan de la discordance faillée et à l'Est, de sorte que seul le Pharusien supérieur s'est trouvé impliqué dans le pendentif. Autrement dit, le massif serait plus érodé à l'Est de la discordance que de l'autre côté (fig. 47 B).

Cette hypothèse explique peut-être en partie que le granite courant soit moins grossier à l'Ouest qu'à l'Est. Elle semble confirmée par le beau développement de la frange alcaline du NW : ce type de formation tend en effet à caractériser les zones apicales des Taourirts.

3.6 - INTERPRETATION DES FAITS PRECEDENTS : HISTOIRE RESUMEE DE L'IMEHELLATENE

Résumons comme suit l'histoire supposée de l'Imehellatène : (1)

1 - Stade "infracrustal"

Montée de masses basiques le long d'un accident profond. Formation progressive du magma granitique (par un mécanisme non précisé pour l'instant). Hybridation donnant naissance au magma de la granodiorite à grain fin(2).

2 - Evénements observés au niveau d'affleurement

- Intrusion de magma dioritique et granodioritique dans le Pharusien inférieur rigide, le long de cassures parallèles à la discordance intrapharusienne. Montée des leucogranites précoces, contrôlée par la même direction d'accidents.
- En même temps ou peu après, mise en place et cristallisation des granites calco-alcalins. Relations changeantes avec les microdiorites, selon que celles-ci étaient consolidées ou non.

---

(1) L'évolution chimique est traitée en quelques mots avec celle de l'Iseddiène (fig. 55, page 241).

(2) Ce n'est qu'une pure supposition: Voir p. 386.

- Apparition de leucogranites plus alcalins en bordure des massifs nord et médian. Le mécanisme sera suggéré par l'étude des Taourirts suivants : cristallisation de magma résiduel, évolution deutérique.
- Mise en place des granites alcalins centraux. Contrôle par des fractures, tantôt polygonales (NW du corps central de l'Imehellatène Nord), tantôt courbes (arc oriental du même massif), tantôt parallèles à l'axe du complexe (Imehellatène médian).
- Formation des albitites le long d'un accident oblique.

La chronologie relative des trois derniers événements n'est guère connue. De toute manière, sauf pour ce qui concerne l'intrusion nettement distincte du corps central de l'unité nord, l'histoire du complexe paraît très télescopée dans le temps.

4 - L'OVALE D'ISEDDIENE

J. Ranoux et B. Guérangé ont signalé en 1956 la structure concentrique de l'Ovale d'Iseddiène. Ils en ont aussi reconnu les principaux éléments :

1. un domaine central, formé par du granite porphyroïde à gros grain et par des variations finement grenues ;

2. une couronne de granite équigranulaire assez grossier. Nous verrons que cette bordure présente la particularité d'être elle-même zonée et qu'elle se divise en une "couronne externe" et une "couronne interne" (fig. 40, et photo 2 de la planche 3).

4.1 - LE CENTRE

Les granites

Le type grossier. Comme à l'Imehellatène, il s'agit encore d'un granite à microcline, oligoclase et biotite ($Q \neq\neq 30$ %, ferromagnésiens = 8 à 10 %, plagio $\leq F_K$). Mais ici, on rencontre souvent un peu de hastingsite. Les feldspaths potassiques (orthose en voie de microclinisation) ont des contours particulièrement nets et réguliers, et l'on note même un début d'ovalisation des plus gros cristaux (1,5 x 1 cm) ; ajoutons qu'existent des cas de zonation. L'oligoclase tend à former des synneusis et montre des zonations oscillatoires ; elle enrobe de-ci, de-là les microclines.

Toutes ces particularités confèrent à la roche un cachet magmatique plus évident que de coutume. Ceci n'empêche que l'on reconnaisse des minéraux tardi- et post-magmatiques (microcline II interstitiel, albite).

En fait, le granite d'Iseddiène est la réplique exacte de celui du Ti-n-Akkor (page 162).

Les granites fins et leur répartition : Malgré l'existence d'intermédiaires, on peut distinguer deux variétés :

L'une, dite "très fine", est grise ou brunâtre, presque microgrenue. Elle renferme quelques phénocristaux de quartz (2-4 mm), d'oligoclase rectangulaire (5 x 2 mm), de feldspath K ± ovalisé (5 x 3 à 15 x 5 mm) ; ces derniers sont identiques à ceux du granite grossier. La mésostase est riche en petites oligoclases automorphes à coeur sale. On note du microcline II et de l'albite post-magmatique. La biotite a subi une chloritisation poussée, davantage semble-t-il que dans le granite grossier (pl. 14, photo 4).

L'autre variété, "fine", est blanche, souvent hétérogranulaire. En moyenne, son grain est de 1 à 2 mm. Les phénocristaux sont de tailles diverses, et peuvent à la limite s'identifier avec ceux du granite grossier. On remarque parfois des biotites en longues baguettes. Mêmes caractères en lame mince que pour la variété "très fine".

L'affleurement principal occupe le coeur de l'Ovale. Le granite "très fin" y constitue deux îlots noyés dans le terme fin : les deux chicots correspondants sont bien visibles dans le paysage. En outre, des masses de l'un ou l'autre granite pointent au bord de l'Ovale, empiétant même sur le domaine de la couronne ; il en existe certainement d'autres dans les reliefs inexplorés de celle-ci. On ne peut donc dire que l'ensemble granite grossier - granite fin dessine vraiment une structure concentrique.

Analyses chimiques

Le granite grossier et le granite "très fin" ont chacun été analysés deux fois sur la même poudre, pour contrôle (n°36 et 36bis d'une part, 37 et 37bis de l'autre). En faisant la moyenne de chacun des couples d'analyses, on constate que les compositions se ressemblent. Le granite grossier serait un peu plus riche en Na_2O, mais un peu plus pauvre en CaO et en K_2O.

Les schlieren du granite grossier (figures 48 et photos 1 à 4 de la planche 10)

Le granite grossier renferme des schlieren de ferromagnésiens tout à fait remarquables. On les aperçoit un peu partout, mais leur nombre et

leur continuité augmentent beaucoup aux abords de la couronne [1], si bien qu'ils en viennent à faire le tour de l'Ovale. Dans le détail, les aspects sont d'une grande variété. Insistons sur quelques points :

- le pendage vers l'extérieur (60° maximum) - (fig. 48 E, F), n'excluant d'ailleurs pas des passages à l'horizontale (fig. 48 G, H) ;

- l'intersection de certaines guirlandes par d'autres (A, B) ou par du granite que bordent de nouveaux schlieren (A, C) ;

- l'opposition fréquente entre un bord net, souvent tourné vers le bas, et un bord flou (B, E, G) ;

- la variété d'aspect des bandes leucocrates intercalaires : dans le cas banal (E, F, et photo 3), le grain reste partout moyen et on ne voit pas de gros feldspaths-K. Mais il existe souvent des langues de granite grossier hololeucocrate, encadrées par des lisérés noirs (G, I) : elles tendent à être enrichies en feldspaths potassiques ;

- la dilution locale des schlieren dans des faciès hololeucocrates à gros grain (H) ;

- la corrosion de certains schlieren par le granite normal ou par les passées hololeucocrates (A, H) ;

- le développement occasionnel de pegmatites feldspathiques dans les schlieren ou sur leur bordure (J, K, L).

Vers l'intérieur du massif, on ne rencontre plus les schlieren que sporadiquement. Ils ne dépassent guère 10 cm à 1 m de long et consistent en tourbillons, en copeaux arqués, en lits parallèles mais courts. Certains donnent l'impression d'avoir été tronqués par le granite environnant (fig. 48D).

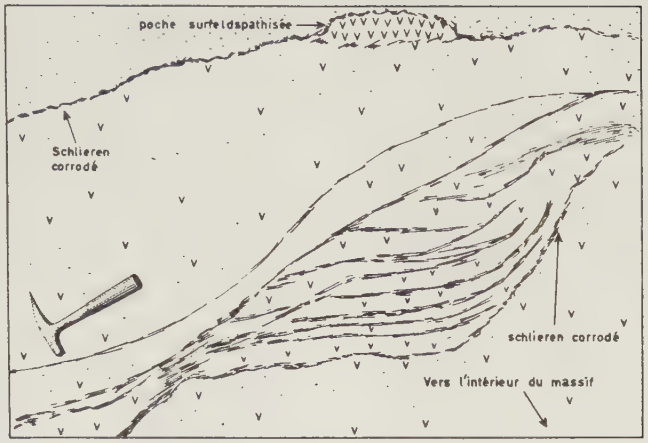
Pétrographie et interprétation résumées : Sans entrer ici dans le détail, notons que les schlieren, comme au Ti-n-Akkor, rassemblent non seulement la biotite (analyse m.18), mais aussi une proportion notable de hornblende hastingsitique (analyses IV et V) et d'accessoires. Le plus remarquable de ces derniers est l'allanite automorphe et fraîche.

---

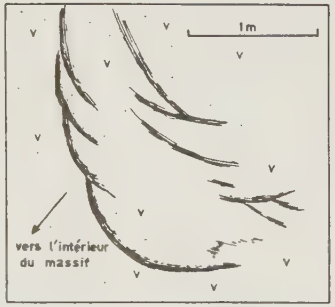
(1) Un des plus beaux affleurements est localisé sur la fig. 53 : c'est le "point 3" (photo 1 de la planche 10).

Figure 48 – LES SCHLIEREN SURMICACÉS D'ISEDDIÈNE

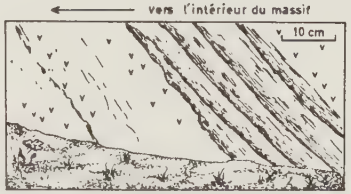
(Les croquis C à H sont des coupes verticales).



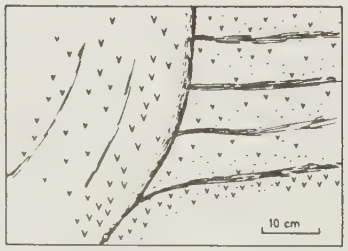
A – Aspect général (vue perspective dessinée d'après une photo).



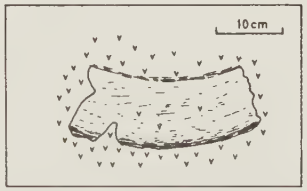
B – Arcs successifs (vue à plat).



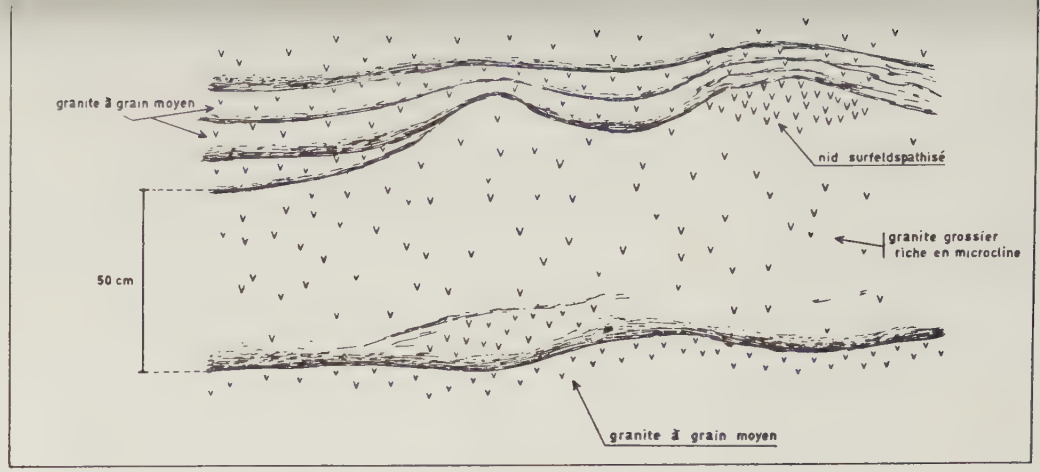
E – Schlieren à bords inférieurs nets (noter la corrosion des schlieren internes).



C – Schlieren coupés par du granite grossier que borde un nouveau schlieren à limite externe nette.

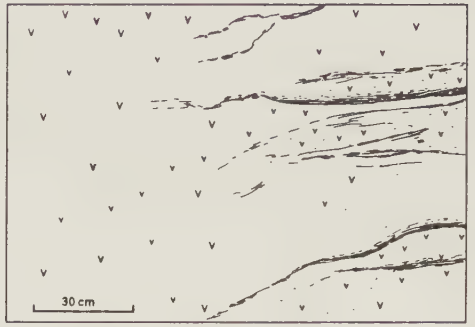


D – Fragment de schlieren repris par le granite grossier.



G – Travée de granite grossier très leucocrate, intercalée dans des schlieren « granoclassés ».

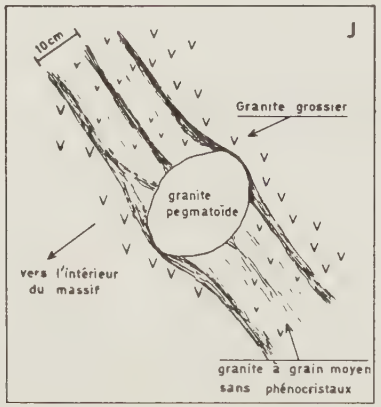
F – Schlieren à limites nettes des deux côtés.

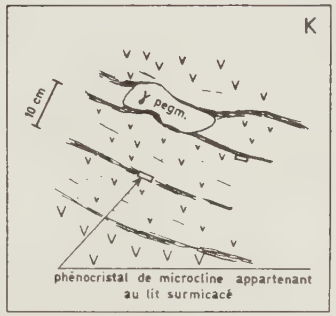


H – Corrosion et et dilution latérale de schlieren dans du granite grossier surfeldspathisé.

I – Fuseau de granite très leucocrate dans le granite grossier normal.

J, K, L – Pegmatites en relation spatiale avec les schlieren.





Chaque lit surmicacé a une composition de granodiorite, voire de diorite quartzique. Parmi les travées intercalaires, celles qui sont dépourvues de grands K-feldspaths en amas (fig. 48 E, F et pl. 10 n° 3) oscillent entre des compositions de granites monzonitiques et de granodiorites.

Cependant il existe de-ci, de-là des phénocristaux très longs et plats de microcline, couchés à l'intérieur même des passées sombres.

Pour rendre compte de ces schlieren, j'écarterai en principe toute explication faisant appel à des fronts de diffusion. Mais il n'est pas exclu que le problème puisse se poser, d'où la nécessité d'y revenir plus en détail dans le chapitre récapitulatif. Il suffit d'indiquer ici que les schlieren d'Iseddiène sont la représentation figée de courants qui brassaient le magma encore fluide. Ils ont pompé les éléments constitutifs des premiers minéraux formés (Fe, Mg ...). On peut alors comprendre que les travées intercalaires de granite soient plus leucocrates que la moyenne.

Contacts entre les granites de la zone centrale

Granites fins et granite grossier : Ce contact affleure surtout en bordure NW des granites fins qui forment le coeur de l'Ovale. Il est net, rectiligne sur de grandes distances et très fortement penté vers l'extérieur du massif. Il ne fournit pas de chronologie bien précise. En effet :

> Le granite fin appartient ici à la variété la moins fine des deux. Il diminue de grain dans les quelques dizaines de mètres qui précèdent le contact. Par surcroît, il enrobe de petites boules du granite grossier. On est donc tenté de le croire postérieur à ce dernier. Mais, argument contraire, le granite grossier forme dans le granite fin des travées assez rectilignes, larges de 10 cm, qui ressemblent à des filons. Il donne aussi des bras de forme quelconque (fig. 49).

Contact des deux variétés de granite fin : Ici encore, au lieu-dit la "dalle Ranoux" (1), le contact apparaît net, souvent rectiligne, subissant de brusques changements de cap. On aperçoit cependant quelques apophyses de la variété la moins fine (fig. 50 et pl. 9, n° 1). Bien

---

(1) Revers SW de la petite gara qui flanque au SW le plus méridional des deux chicots centraux.

Figure 49 – BRAS DE GRANITE GROSSIER DANS LE GRANITE FIN CENTRAL DE « L'OVALE D'ISEDDIÈNE ».

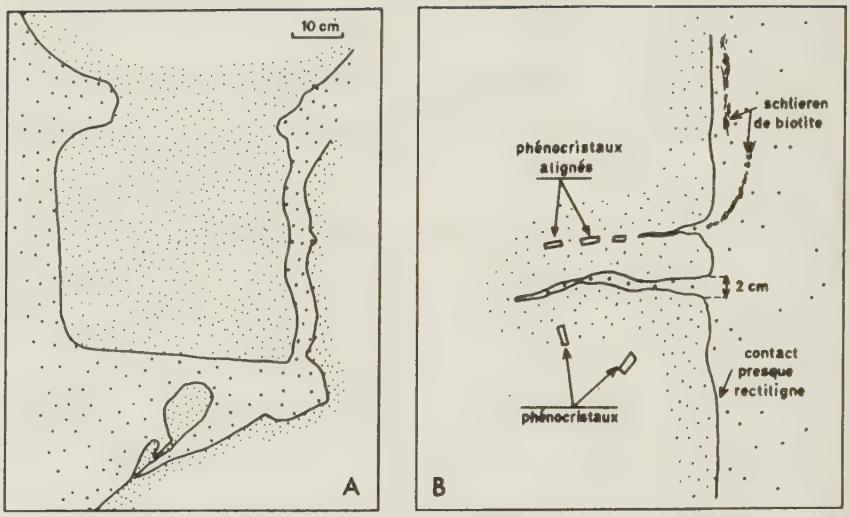


Figure 50 A et B – CONTACT DES DEUX GRANITES FINS DE « L'OVALE D'ISEDDIÈNE ».

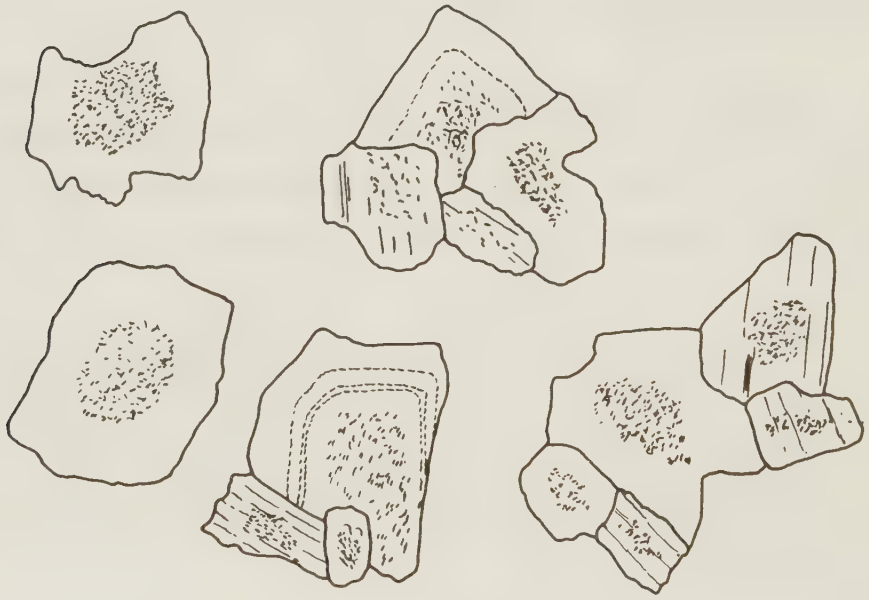


Figure 51 – OLIGOCLASES DE LA COURONNE EXTERNE DE L'ISEDDIÈNE.

En moyenne, les cristaux sont plus trapus et moins bien formés que dans le granite grossier central (comparer sur la photo 2 de la planche 13).

qu'inégalement répartis, les phénocristaux de microcline présentent les mêmes caractères de part et d'autre : automorphie, zonation, macle de Carlsbad, pauvreté en inclusions.

Interprétation

A la suite de J. Ranoux et B. Guérangé (1956), j'avais pensé que ces affleurements, le dernier surtout, démontrent la reprise des termes fins par le granite grossier, avec formation d'une série d'intermédiaires. Selon cette conception, les granites fins constitueraient de gigantesques enclaves et seraient figés à divers états de leur conversion dans le solide en granite grossier (Boissonnas, 1963). C'était un essai de traduction locale des idées de J. Didier et M. Roques, telles qu'elles étaient proposées sous leur forme première (1960).

Or les contacts s'interprètent avec plus de naturel par la consolidation irrégulière d'une masse unique de magma. D'après les figures 50, il semble que les termes les plus fins correspondent à ce qui a été figé en premier. Ce point de vue est compatible avec les menues différences de chimisme constatées (sur Ca et Na notamment, voir page 227).

Fluidalités des granites de la zone centrale

Dans les diverses variétés de granites centraux, les minéraux (phénocristaux de microcline et biotites) s'orientent NW-SE à N.NW-S.SE sur les dalles à plat. Cette orientation, qui m'a paru plutôt de type planaire que linéaire, peut recouper les contacts entre granites, détail déjà observé au Ti-n-Ezzoua (fig. 22 D). Elle avoisine la direction d'allongement du massif, sans toutefois être confondue avec celle-ci. On ne la discerne plus dans les schlieren, pas plus que dans les passées intercalaires de granite leucocrate : au contraire, les rares phénocristaux de microcline émaillant des schlieren sont couchés dans ces derniers, quelle que soit la situation de l'affleurement dans le massif.

L'orientation NW-SE semble bien correspondre à une fluidalité ; on ne voit pas comment l'interpréter autrement, en l'absence de textures de protoclase ou de laminage.

On doit alors distinguer cette fluidalité de celle que traduisent les schlieren et qui dans l'ensemble, en dehors des irrégularités locales, est concentrique au massif. Les schlieren reflètent un état fluide du milieu. Au contraire, l'orientation NW-SE du granite grossier et des variétés fines n'a pu naître avec cette régularité que dans un contexte plus proche de la consolidation (Oen 1970, Berger et Pitcher, 1970). Il s'ensuit que les deux fluidalités ne sont pas synchrones. Ceci n'est pas sans poser de sérieux problèmes pour la reconstitution de l'histoire du massif.

4.2 - LA COURONNE

Elle comprend deux zones concentriques de largeur comparable (500 à 1 000 m), qui semblent passer progressivement de l'une à l'autre.

1. Une bande externe assez aplanie, où le granite est de type monzonitique banal.

2. Une frange interne, qui recèle la plupart des faciès différenciés et envahit toute l'emprise de la couronne au Sud. Moins érodée que le reste du massif, elle inscrit la structure annulaire dans le paysage.

La couronne externe

La roche présente à l'oeil nu quelques traits communs avec le granite grossier central : même composition modale approchée, dispersion des biotites, contraste entre les K-feldspaths roses et les plagioclases blancs. Mais elle a un grain plus uniforme (2-4 mm) et, sauf dans quelques secteurs, elle ne se montre pas porphyroïde. Au premier abord, elle ne semble pas orientée [1].

---

(1) Toutefois, l'altération lui fait souvent prendre un débit en feuillets centimétriques qui semblent parallèles au contour du massif. Existe-t-il donc une orientation intime ? Ce point serait à préciser par la pétrofabrique (voir une belle application récente de cette technique : l'étude de J. Pons, 1971, sur le Quérigut).

En lame mince, si la composition minéralogique se révèle très voisine de celle du granite grossier, il n'en va pas de même pour certains détails texturaux. Quartz et K-feldspaths approchent ici et là de leurs formes propres, mais les oligoclases (calciques), malgré des zonations prononcées sinon même oscillantes, ont eu tendance à se gêner ; de ce fait elles ne sont ni aussi allongées ni aussi automorphes que dans le type central (figure 51, page 230).

L'albitisation deutérique est assez envahissante, plus qu'au centre du massif. A côté des aspects classiques (plages croissant sur les K-feldspaths, franges : pl. 16, n° 6 et 7), notons la fréquence des gaines d'albite autour des oligoclases, et un début de décalcification de ces dernières avec estompement de la zonation et des macles primaires.

On voit encore des lits surmicacés, parallèles à l'allongement du massif ; mais aucun d'eux ne se compare en beauté à ceux du centre. Il existe aussi quelques traînées claires d'aplite, et près du contact avec l'encaissant, des amas feldspathiques. Ce contact n'affleure qu'en un seul point, placé sur la figure 53 et décrit au début du chapitre.

La couronne interne

Le granite le plus typique est blanc rosé, avec un grain moyen (2 à 4 mm). Par rapport au précédent, il se montre plus leucocrate (3 à 5 % de biotite) et plus alcalin.

Les quartz (20 à 30 %) forment des chapelets ou des amas de cristaux arrondis. Le microcline et le plagioclase sont assez xénomorphes ; ils semblent être en abondance à peu près égale, ou bien le F_K l'emporte de quelques %. On note en fait deux plagioclases : albite-oligoclase acide, légèrement zonée avec quelques fines myrmékites sur la bordure ; albite deutérique, plus abondante que dans la couronne externe et *à fortiori* que dans les granites centraux.

La biotite, rare, apparaît en disques isolés qu'entourent souvent des halos de rouille. La fluorine est présente, sans plus (pl. 16, n° 3).

Au total, ce granite se présente comme un intermédiaire entre les types monzonitiques courants, cristallisés dans le magma et peu modifiés par la phase deutérique, et les variétés alcalines évoluées (alaskites de l'Adrar Iseddiène, étudiée ci-après, et des Tesnou 5-6), où l'imbrication poussée des feldspaths et l'intensité de l'albitisation ont oblitéré les textures primaires qui pouvaient exister.

Les faciès de variation sont fréquents. On observe notamment :

- des roches hétérogranulaires où les gros microclines se multiplient avec des formes imparfaites (analyse 38). Elles renferment les pegmatites dont il est fait mention ci-après ;
- des aplites et des granites aplitiques souvent porphyriques, formant des amas diffus.

Ces variations, la seconde surtout, augmentent d'importance vers le Sud, si bien que les aplites constituent l'essentiel de la couronne dans les collines méridionales où la frange externe a disparu. L'échantillon de l'analyse 39 est une aplite semée de petits phénocristaux magmatiques : quartz hexagonal, K-feldspath non quadrillé, oligoclase.

Les pegmatites : La couronne interne est aussi caractérisée par ses pegmatites. Les plus nombreuses se trouvent dans les premières dizaines de mètres en partant de la limite des granites centraux. Mais on en rencontre aussi dans la zone de passage à la couronne externe.

Les mieux individualisées forment les poches d'un diamètre de 10 à 20 cm, parfois davantage ; leur espacement descend parfois à moins d'1 m. Elles sont tantôt à microcline seul, tantôt à quartz central et microcline périphérique ; dans ce dernier cas, elles ressemblent en tous points à celles de la bordure leucogranitique de l'Imehellatène (p. 212). Souvent elles renferment aussi de l'épidote.

On observe également des pegmatites allongées sans forme définie. Il s'y associe des traînées d'aplite et des liserés biotitiques.

Les schlieren du granite central sont très abondants au voisinage de la couronne, mais il n'existe pas à proprement parler de contact entre celle-ci et l'ovale. Le plus souvent, on n'observe qu'un passage progressif, à l'extérieur du dernier lit micacé.

4.3 - EVOLUTION DE L'OVALE D'ISEDDIENE

Après l'Iseddiène, il nous restera des Taourirts importants à décrire. En outre, pas plus que les autres massifs, l'Iseddiène n'a été

étudié en grand détail. L'on se limitera donc aux grandes lignes d'une explication, sans évoquer d'autres modèles concevables qui paraissent à l'heure actuelle moins satisfaisants.

Mis en place par abattage des tonalites du Pharusien inférieur, le magma commençait à cristalliser de l'extérieur vers l'intérieur. Ainsi se formait peu à peu un capuchon apical qui devait s'amincir en profondeur. Entaillé par l'érosion, il allait dessiner sur la carte une "couronne" (fig. 52).

Les granites calco-alcalins

La zone centrale s'est consolidée avec un certain retard et en plusieurs temps. Une fracturation de l'enveloppe apicale, couplée peut-être avec un léger affaissement du foyer magmatique, provoque par chute de pression la cristallisation rapide des granites fins de l'ovale : d'où la présence occasionnelle de ceux-ci autour de la zone centrale, à son sommet (cas de la masse affleurant au coeur de l'ovale) comme sur ses bords. Le granite grossier achève de cristalliser, reprenant localement les termes fins.

Comment expliquer alors que la fluidalité puisse être discordante sur le contact granite grossier - granite fin (cf. p. 231) ?

Je n'ai pas vérifié la généralité du fait, mais le problème ne s'en pose pas moins. Ce type d'orientation traduit l'existence d'une contrainte et, comme il a été précisé plus haut, n'a pu naître que dans un matériau consolidé, ou presque.

Ici, la contrainte serait due à des mouvements dans le bâti pharusien (l'orientation planaire, subparallèle à l'axe du massif, est à peu près parallèle aux surfaces S3 de Tinnirt et du Tesnou ainsi qu'à la direction de laminage notée dans l'Est du Tesnou 1). Nous devons admettre que les deux granites ont fini de cristalliser ensemble - idée plausible pour l'affleurement représenté par la figure 49 -, ou bien que la contrainte s'est exercée assez longuement dans le même sens pour que les granites aient pu en répercuter les effets au fur et à mesure de leur cristallisation.

I : Cristallisation du capuchon apical de granite a biotite

II : Fissuration du toit (?)

Cristallisation des granites calco-alcalins à grain fin,
formation des schlieren surmicacés,
cristallisation commençante du ϒ grossier

III Piégeage des magmas résiduels sous le capuchon de granite à biotite
(léger affaissement de la masse interne ?)

Granite calco-alcalin à grain moyen

Leucogranites alcalins, nids de pegmatite

Granites calco-alcalins { très fin / fin

Schlieren surmicacés

Granite calco-alcalin à gros grain

Figure 52 – EVOLUTION ET COUPE THÉORIQUE DE "L'OVALE" D'ISEDDIENE

La présence des grands schlieren montre qu'un régime de convection s'était établi à proximité du capuchon apical. Certaines loupes surmicacées, certains schlieren très courts et interrompus (fig. 48 D) que l'on rencontre plus à l'intérieur de l'Ovale, sont les fragments dispersés d'autres traînées biotitiques. Rappelons en outre que les schlieren regroupent les tout premiers minéraux apparus dans le magma. Autant d'arguments en faveur d'une formation précoce, datant des stades initiaux de la cristallisation.

Le fait, non signalé plus haut, que certains schlieren dessinent des festons et qu'alors les convexités soient tournées vers l'intérieur du massif, tend à appuyer l'hypothèse d'une cristallisation centripète. Il suggère en effet une viscosité plus forte dans la concavité des arcs.

Les granites alcalins de la couronne interne

Les roches constituant la couronne interne représentent des reliquats de cristallisation magmatique (cas des aplites porphyriques et, plus généralement, de toute la formation au Sud), peut-être aussi de la couronne externe modifiée par les phénomènes deutériques.

Seule une fissuration annulaire peut expliquer, semble-t-il, le site de cette évolution tardive. Plus marquée au Sud qu'au Nord, cette fissuration aurait pris le relai de celle qui a été postulée pour les granites fins.

La teneur en eau était importante — sans doute proche de la saturation — dans la couronne interne qui se formait. Les fluides postmagmatiques avaient tendance à migrer vers des milieux plus secs. On conçoit donc que les pegmatites jalonnent les bords de la formation.

5 - L'ADRAR ISEDDIENE S. STR.

Une intrusion en forme de bulbe soude l'Ovale d'Iseddiène à l'Imehellatène Sud. Mesurant 5 x 3 km, elle englobe les sommets importants de la chaîne des Iseddiène. La roche y a un aspect très constant. C'est une belle alaskite rose ou jaune, de grain moyen (environ 2 mm, parfois un peu plus). En moyenne, sa composition modale serait la suivante : $\underset{\sim}{Q} \# F_K \# 30$ %, Ab $\#$ 35 %, Mica $\leq$ 3 %.

On peut la comparer au granite du Tesnou 6 (planche 15, photo 1). A la fois riche en albite très envahissante et en microcline, elle renferme un mica grisâtre, biaxe, peut-être lithinifère, et de la fluorine. L'annexe III en donne l'analyse (n° 35).

Contact avec l'Imehellatène Sud

Il affleure dans la grande muraille nord du point culminant. Au N.NE, on le voit plonger très fort vers le Sud. L'alaskite prend un faciès de bordure à petites miaroles creuses, indice d'une forte pression de gaz. Elle envoie des filons dans le granite très grossier de l'Imehellatène, et le découpe parfois ainsi en blocs anguleux.

L'étude du terrain confirme donc la postériorité de l'Adrar Iseddiène, déjà suggérée par le dessin de la carte.

Contact avec l'Ovale d'Iseddiène

Le granite de l'Ovale appartient à la "couronne externe". Aucune modification n'est liée à la proximité de l'alaskite, hormis quelques petits schlieren micacés. On observe le contact en deux endroits, que la figure 53 permet de situer (point 1 et 2).

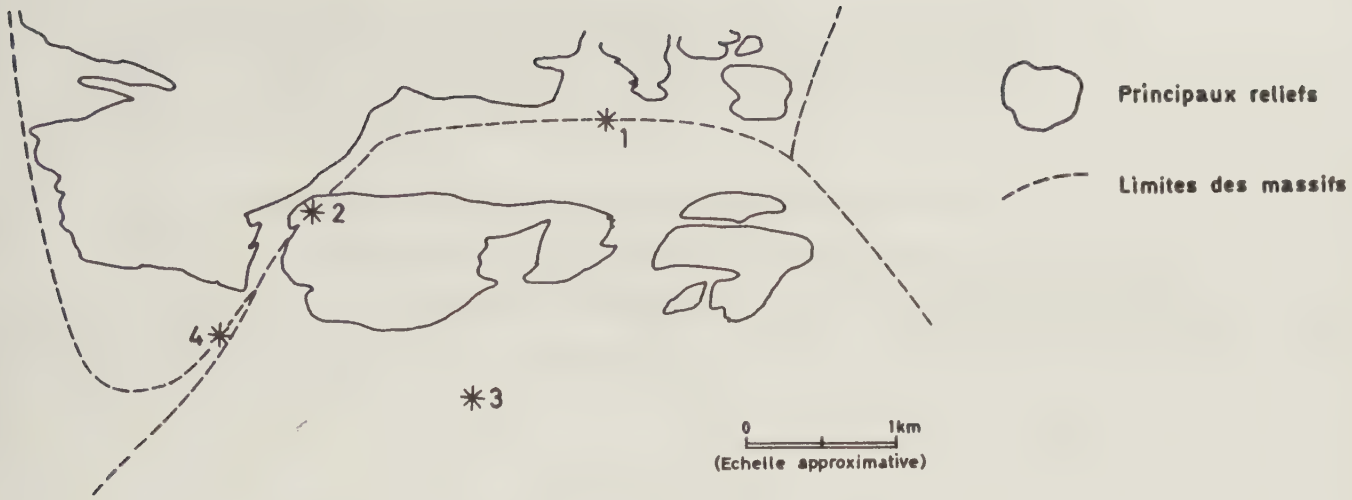


Figure 53 — EMPLACEMENT DE QUELQUES AFFLEUREMENTS D'ISEDDIÈNE
(Dessin d'après la photo aérienne NF.31 XXII-XXIII, n° 100).

*** 1 et 2 : Contact de l'Adrar Iseddiène (au Nord) et de « l'Ovale »**
*** 3 : Grande dalle à schlieren (photo 1 de la planche IQ)**
*** 4 : Enclaves déplacées d'encaissant (cf. figure 42).**

1. A l'Est (fig. 54), les petits schlieren de l'Ovale tendent à se mouler sur l'alaskite. Celle-ci ne présente pas de variation de bordure.

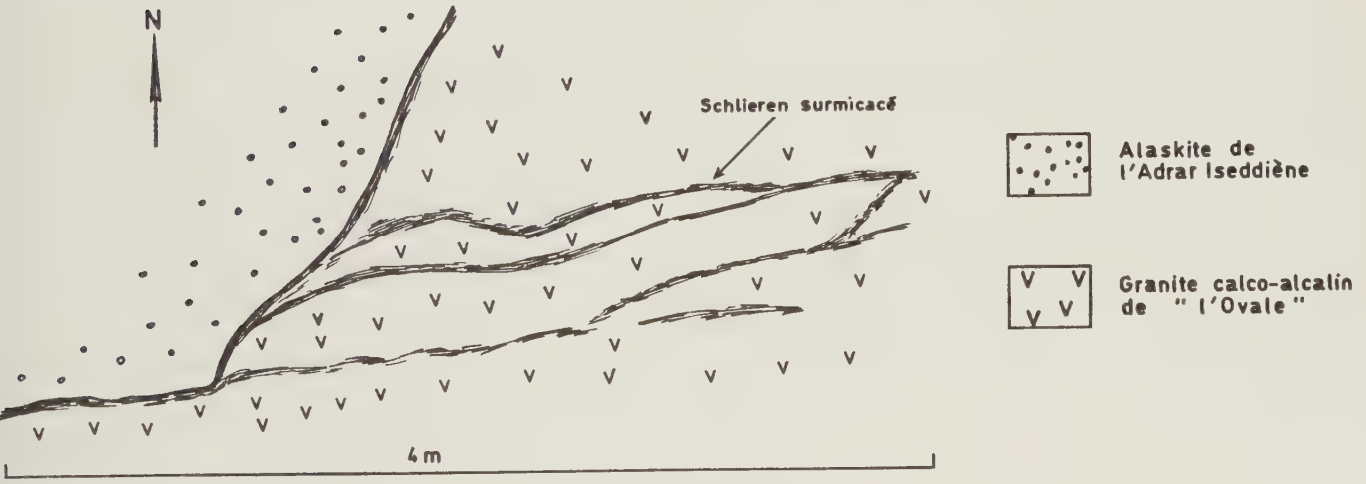


Figure 54 — Détail du contact de l'Adrar Iseddiène et de l'Ovale, au point 1 de la figure 53.

2. A l'Ouest, le contact oscille entre la verticale et un pendage faible vers le Nord. L'Ovale exhibe encore quelques maigres schlieren micacés ; quant à l'alaskite, elle prend un faciès marginal avec nuages d'aplite et nids de pegmatite.

Ces 2 affleurements nous montrent donc une limite nette, mais d'un type tout autre que celui du contact avec l'Imehellatène. Ici, les deux roches seraient à peu près synchrones. D'après la carte, le stock de l'Adrar Iseddiène se moule sur l'Ovale sans être tronqué par lui.

Evolution chimique du complexe d'Iseddiène-Imehellatène

Les grandes lignes apparaissent sur le diagramme de la figure 55. Il n'est guère possible de raffiner, étant donné l'insuffisance de l'échantillonnage (1).

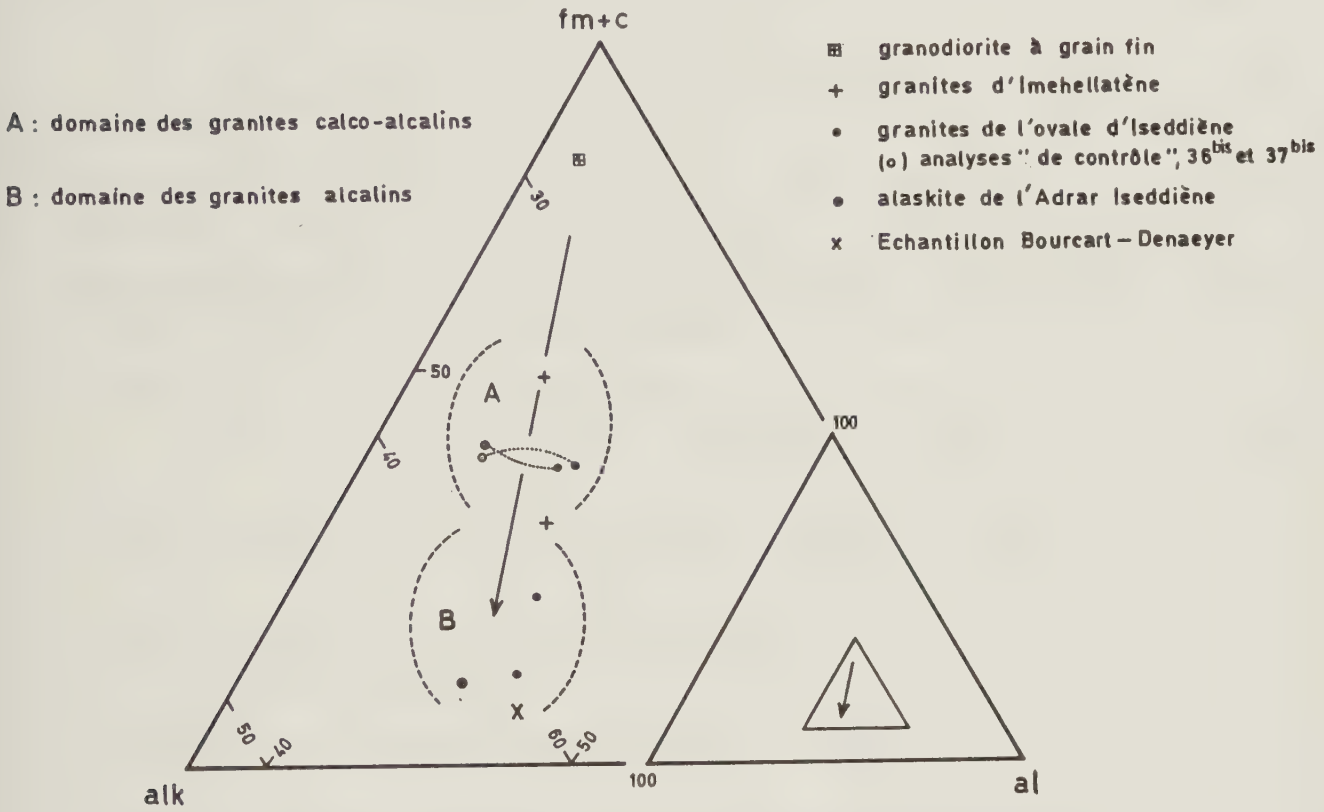


Figure 55 – DIAGRAMME TRIANGULAIRE DE NIGGLI POUR ISEDDIÈNE-IMEHELLATÈNE

Bien que l'Iseddiène recoupe l'Imehellatène, on ne discerne aucune évolution au niveau des granites calco-alcalins. Il s'agit bien de deux intrusions autonomes. Précisons toutefois que l'Imehellatène n'a été échantillonné que dans la zone intermédiaire.

---

(1) On doit utiliser avec prudence l'analyse "J" de Bourcart et Denaeyer, 1928. D'après ces auteurs, le prélèvement aurait été fait dans l'Est du massif ; la teneur nulle en MgO et faible en CaO suggère la couronne interne : SiO_2 est alors trop bas et Al_2O_3 forcé.

CONCLUSION A L'ETUDE D'ISEDDIENE - IMEHELLATENE

Au chapitre précédent, le Tesnou frappait par la clarté remarquable de son architecture à 9 massifs, et par ses rapports avec l'encaissant. A l'Iseddiène - Imehellatène, l'intérêt reste fondamental mais s'est quelque peu déplacé : les types pétrographiques sont plus nombreux et leurs relations mutuelles présentent une très grande variété d'aspects.

Récapitulons les points qui apparaissent les plus importants :

1. Localisation à cheval sur la discordance intrapharusienne faillée.

2. Caractères distinctifs de part et d'autre du prolongement virtuel de la discordance à travers le massif.

3. Alignements d'enclaves microgrenues et d'enclaves d'encaissant aux abords de cette ligne idéale. Mise en évidence d'une "stratigraphie fantôme".

4. Existence de tonalites à grain fin, formant des "précurseurs basiques". Figures de contamination et de reprise par le granite.

5. Association des tonalites et d'une granodiorite à grain fin, cette dernière roche dérivant peut-être d'une hybridation en profondeur entre magma basique et magma granitique.

6. Composition banale, à microcline-oligoclase-biotite, des granites courants.

7. Généralisation de la structure annulaire et modalités très variées de la zonation. Ainsi s'observent les cas suivants :

   . une succession centripète "normale" avec évolution vers un pôle alcalin (coeur de l'Imehellatène Nord) ;

   . le synchronisme essentiel des zones périphérique et intermédiaire de l'Imehellatène, malgré des complications locales qui font apparaître une chronologie dans un sens ou dans l'autre ;

   . des zonations "inverses", qui expriment la tendance du magma à se différencier dans l'apex et vers les bords de la masse intrusive. Il est probable qu'à l'Iseddiène, le phénomène a été contrôlé par une fissuration annulaire ("jeu de piston").

8. Importance des schlieren de ferromagnésiens, attestant l'existence de courants à l'interface entre un capuchon apical déjà consolidé et le magma qui commençait seulement à cristalliser.

9. Mise en place par rupture de l'encaissant. Les apparences suggèrent un abattage de petits blocs, mais ceci n'exclut pas à priori un effondrement en jeu de piston.

CHAPITRE IX

LES MASSIFS ISOLES DES FEUILLES TESNOU ET ASEKSEME-IFETESSENE : TEMOUZEREG' (IDIREKSI), SILEDRAR, ELBEMA

Après les deux grands chapitres qui précèdent, il devient possible de décrire les massifs isolés qui jalonnent plus ou moins la discordance intrapharusienne au Nord de l'Imehellatène. Relativement peu connus, ils se rattachent à tel ou tel des modèles précédents. Ils ne forment pas un ensemble homogène, et leur réunion dans un chapitre de détente relative reflète surtout la nécessité de simplifier la présentation.

1 - LE TEMOUZEREG' (ou IDIREKSI)

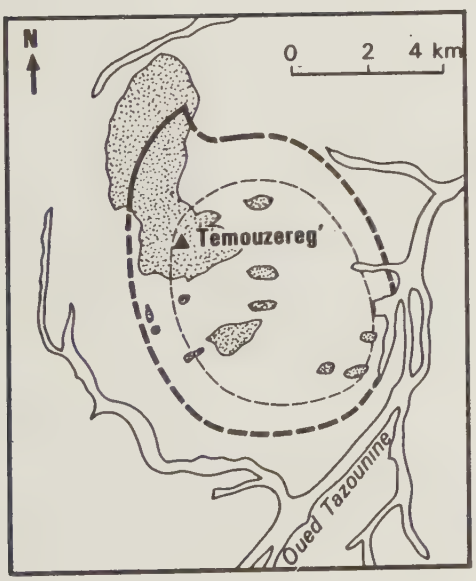


Figure 56 – LA ZONATION DU TEMOUZEREG' (IDIRERSI)
en pointillé : les reliefs

A propos de la toponymie

Le massif étudié ici culmine en un élégant piton (alt. 1532 m IGN), bien visible à 50 km au N.NE du pic de Tesnou sur la feuille Aseksème-Ifetessène. L'appellation Temouzereg' a pour elle le privilège de l'ancienneté (Villatte, 1904 - Besset, 1905), et semble encore utilisée par les nomades. Or l'édition IGN de la carte topographique ne nomme pas le Taourirt et appelle "Temouzeredj" une dépendance de la Tefedest, située 15 km à l'Est (1).

L'Idireksi serait en toute rigueur la haute crête N-S de cipolins qui jalonne la base du Pharusien supérieur dans la région. A la suite de M. Lelubre (1952), on avait pris l'habitude de donner ce nom au Taourirt, qui se dresse à proximité.

---

(1) Afin d'éviter cette confusion, il aurait été souhaitable que la toponymie officielle revienne pour ce massif à l'appellation : "Tidjemirine" de Besset.

Le Taourirt de Temouzereg' complète le tableau esquissé dans la première partie du mémoire avec les plutons et diapirs de la feuille Ifetessène. Il mesure 7 à 8 km de diamètre et se trouve constitué par deux variétés principales de granite. A vrai dire, ces roches présentent de nombreux traits communs. Mais leurs différences suffisent à faire apparaître l'ébauche d'une structure annulaire (fig. 56).

Granites subporphyroïdes du centre

La roche courante a un grain moyen, mais elle se mélange à des variations plus fines que l'on ne peut cartographier, par exemple au pied du promontoire qui termine l'Adrar Temouzereg' à l'Est. Par sa texture et sa composition, elle correspond au type banal, tel que nous l'avons rencontré au Ti-n-Akkor, à l'Imehellatène ... C'est donc un granite monzonitique de texture subporphyroïde, à microcline rose, oligoclase et biotite.

La fluidalité, marquée par les microclines, est fugace, variable, avec toutefois une préférence pour la direction W.NW-E.SE (comme au Ti-n-Akkor) ; mais on ne la voit pas toujours.

Granite équigranulaire de la couronne

L'anneau périphérique est large de 500 à 1 000 m. Il n'apparaît guère dans le paysage, d'autant que les affleurements sont très sporadiques. En moyenne, son granite paraît plus leucocrate, moins porphyroïde et plus grossier que les roches du centre ; l'oligoclase y est un peu plus sodique. On a l'impression de se trouver en présence d'une différenciation à peine marquée du granite calco-alcalin courant.

De fait, la limite interne de l'anneau n'est guère nette, pour autant que la rareté des bons affleurements permette d'en juger. Je l'ai observée au Sud. Des amas feldspathiques et des schlieren de biotite en-

combrent le granite central à proximité du contact, tandis que la couronne prend parfois un grain grossier. Il y a synchronisme essentiel des deux domaines qui, d'après ce que l'on peut voir dans d'autres massifs mieux contrastés (Iseddiène, Ti-n-Akkor...), étaient sans doute juxtaposés avec des viscosités un peu différentes.

L'échine laminée du Nord

Les aiguilles de Temouzereg' se prolongent au Nord par une arête de leucogranite rose ou jaune. Sous le microscope, cette roche très laminée se révèle appartenir au massif plutôt qu'à son encaissant. On en retrouve un lambeau contre le contact SW.

Le laminage correspond sans doute à un rejeu le long de la discordance intrapharusienne. Le Taourirt aurait poussé vers le Nord une pointe dans la ligne de faiblesse (fig. 56). On peut même se demander s'il n'est pas monté en deux temps : en effet, au Nord, il recouperait le granite écrasé avec lequel il semble en contact net.

Le dispositif est apparenté à celui du Teg'orak (chapitre X), mais n'atteint pas un développement aussi frappant.

2 - LE SILEDRAR

Malgré la pauvreté des affleurements, il apparaît que le Siledrar, situé sur la feuille Tesnou, doit traverser la discordance intrapharusienne, recoupant en particulier le prolongement des cipolins de l'Idireksi (fig. 57). La faille de l'oued Tazounine [1] sépare et décale deux unités :

. le Siledrar Nord (7,5 x 3 km), encaissé tout entier dans le Pharusien supérieur. Constitué par un granite grossier d'aspect banal, il est bordé au Nord par un étroit liseré de roche un peu plus claire, simple variation du type courant. Je n'y reviendrai pas.

---

(1) Ou oued Inoudade.

. L'Adrar Siledrar (10 x 10 km). Sa structure est du type emboîté à deux zones, mais quelque peu excentrée vers l'Est. Les reliefs (planche supplémentaire II [1]) correspondent au corps central.

Les granites de l'Adrar Siledrar

Le granite de la périphérie est très grossier (grain centimétrique), subporphyroïde, parsemé de quelques gros amas de biotite (Bi < 10 %).

Ses plagioclases sont peu automorphes, peu zonés, ne dépassant guère An 20 %. L'albitisation atteint une certaine intensité (cristaux autonomes d'albite, plages autour des oligoclases acides ...). Par contraste, les feldspaths-K dessinent de grands rectangles, riches en inclusions de plagioclases.

La roche s'apparente ainsi tout à la fois aux granites courants et aux bordures leucogranitiques des autres massifs.

Le granite central, qui constitue l'essentiel des reliefs, n'a qu'un grain moyen. Mais par ses oligoclases automorphes et ses 8 ou 10 % de biotite dispersée, il est plus conforme que le précédent au type Taourirt banal.

Chimiquement, les deux roches se ressemblent beaucoup (analyses 40 et 41). Toutefois, l'analyse du granite périphérique donne comme prévu des valeurs un peu plus élevées en Na, plus faibles en Ca et Mg.

La fluidalité des deux granites varie en intensité et en direction. Mais comme au Ti-n-Akkor, à l'Iseddiène, etc., c'est une direction proche de NW-SE qui paraît l'emporter.

Le contact des deux granites

Aussi nuancé et changeant que certains contacts internes du Ti-n-Ezzoua et de l'Imehellatène, ce nouvel exemple mérite qu'on s'y arrête. Parmi les 4 affleurements décrits, le dernier est de loin le plus complexe.

---

(1) Tirage limité.

1. Sur un premier affleurement, j'ai observé de vagues panneaux du granite central, larges de 1 m, prolongeant dans la zone externe un tronçon rectiligne du contact (fig. 58). Ces "filons" renferment quelques traînées biotitiques. Leurs contours disparaissent par endroits, pour reprendre plus loin.

Tout ceci suggère la postériorité du centre et un contrôle par des diaclases de la zone périphérique.

2. Sur un deuxième affleurement, on voit des schlieren biotitiques longer l'intérieur du contact. Plaqués contre ce dernier, ils sont minces et peu nombreux. Le granite de la périphérie les corrode parfois (fig. 59, cf. fig. 27C et photo 7 de la planche 10).

La périphérie cristallisait donc encore à l'époque où le centre a été mis en place ou individualisé.

3. Une dalle du Nord permet d'observer à nouveau des schlieren de contact, mais dans le granite externe. Se succédant sur une largeur de 6 m, ils ont des arcs à convexité tournée vers le centre. Il existe là quelques rares enclaves microgrenues, de composition comparable à celle du granite grossier environnant. De l'autre côté du contact, le granite (central) renferme tout d'abord, sur 10 m, d'assez nombreuses enclaves microgrenues ; puis il s'étend avec ses caractères habituels.

   Ainsi, les enclaves microgrenues paraissent liées à l'existence du contact, et plus particulièrement au côté qui s'est individualisé en second. Quant aux schlieren, ils posent ici un problème délicat. Si la zone périphérique cristallisait de manière centripète, on peut penser que de l'eau était chassée dans cette même direction, accroissant la fluidité du milieu. Il n'est pas exclu, d'autre part, que l'intrusion du magma central plus chaud ait abouti au même résultat. Nous rejoignons ici l'interprétation proposée pour le Ti-n-Ezzoua Sud (page 155).

4. Le plus beau contact se trouve au S.W. La fig. 57 permet de le repérer sur la photo-aérienne NG 31 IV-V n°140. Dans le détail, il montre encore la corrosion du granite interne par celui du pourtour.

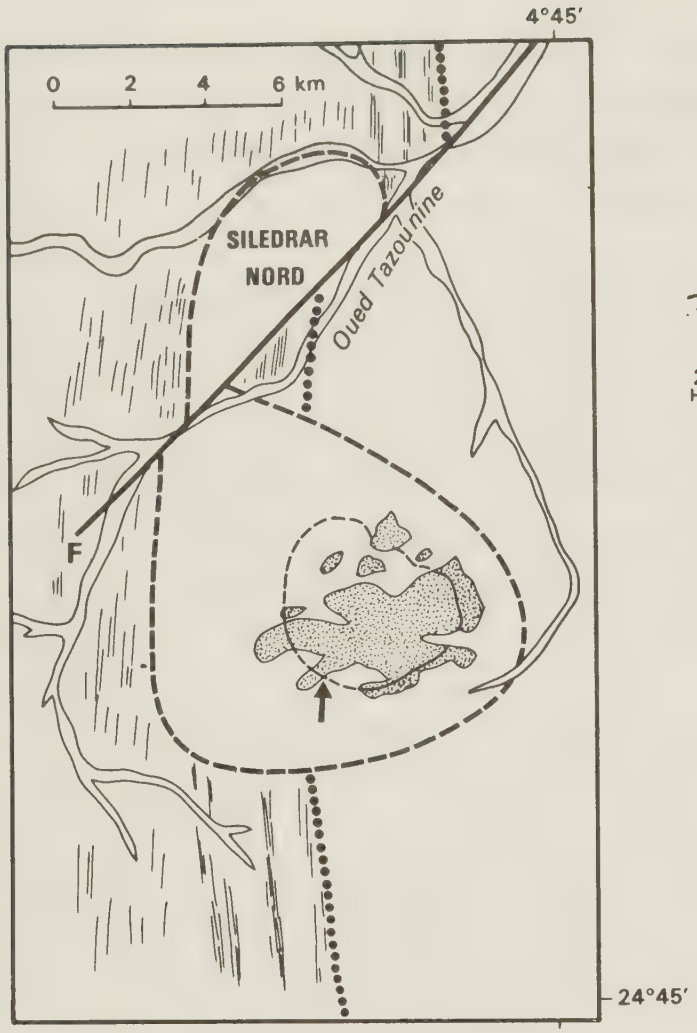


Figure 57 – LE SILEDRAR

Repérage par rapport aux reliefs de l'Adrar Siledrar (pointillés) et aux oueds.
(Topographie schématisée d'après la feuille Tesnou au 1/200 000ème de l'I.G.N.)

← Cette flèche indique l'emplacement de la figure 60

•••• Discordance intrapharusienne (Pharusien sup.r à l'ouest)

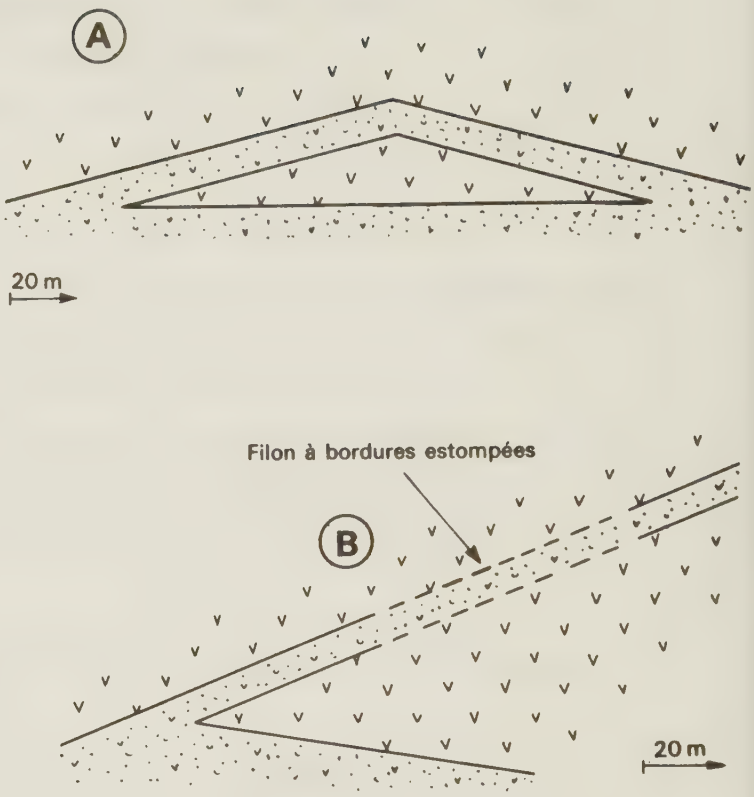


Figure 58 – CONTACT DES DEUX GRANITES DU SILEDRAR
Tronçons rectilignes et aspects filoniens

Figuré de pointillés = granite central

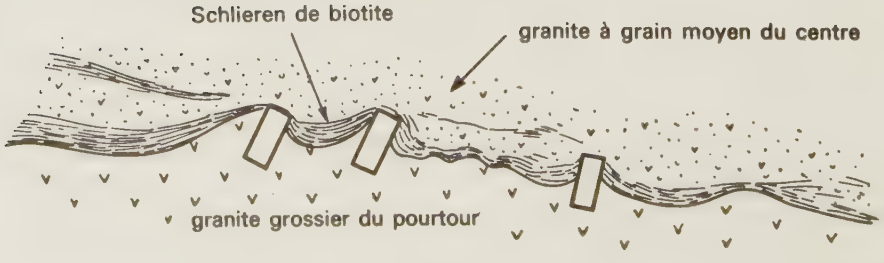


Figure 59 – CONTACT DES DEUX GRANITES DU SILEDRAR
Petit schlieren et phénocristaux du granite grossier

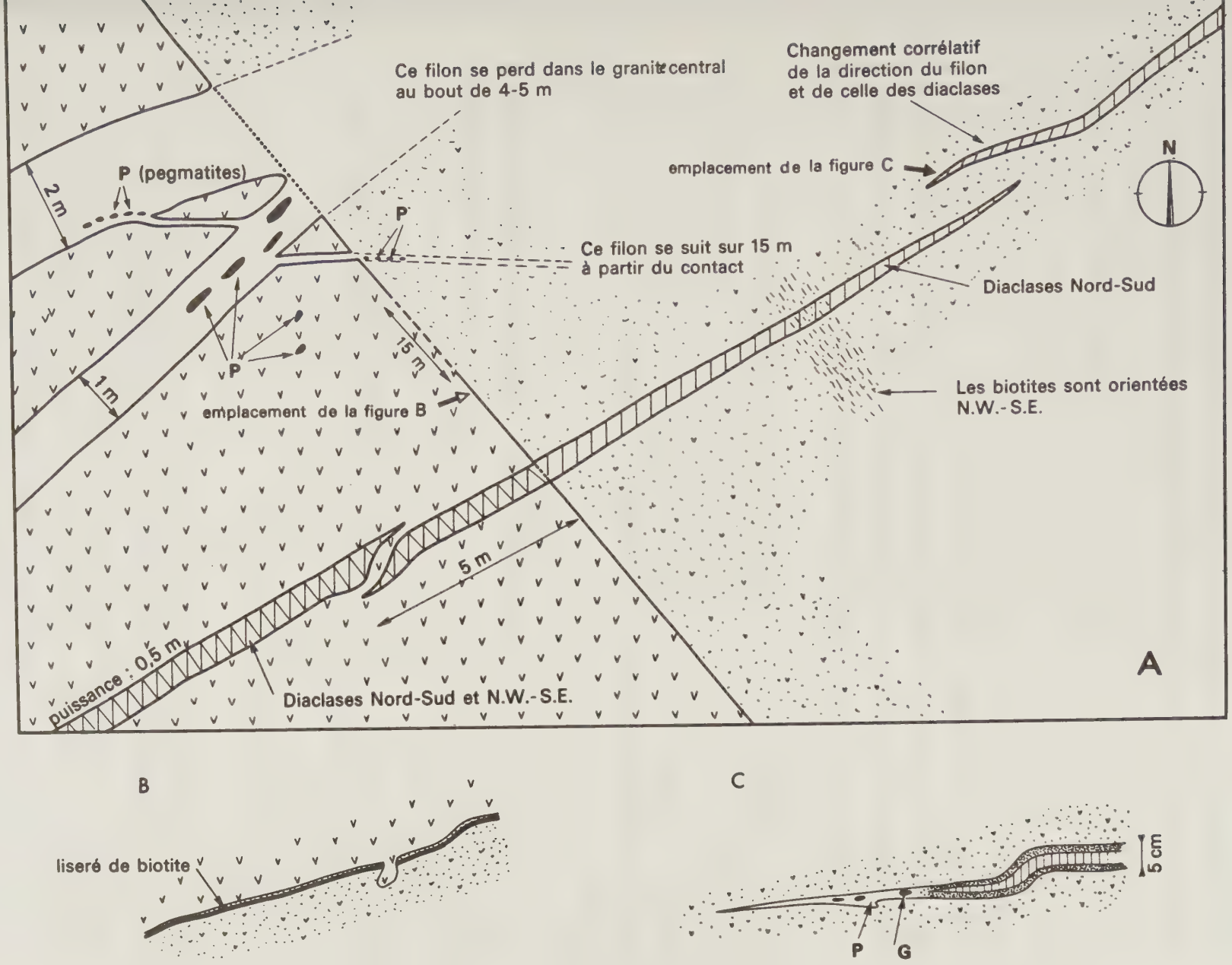


Figure 60 — CONTACT DES DEUX ZONES DU SILEDRAR : LES FILONS DE L'AFFLEUREMENT SW

A — Vue générale de l'affleurement

B et C — Détails (repérés par des flèches sur la figure A)

Plusieurs filons NE-SW traversent cette limite. Ils confèrent à l'affeurement une grande originalité (figure 60). En effet, la constitution de chacun d'eux est différente de part et d'autre du contact.

Dans l'emprise du granite central, les filons sont formés par une roche un peu plus fine que lui, mais identique par ailleurs ; en particulier, on observe sous le microscope une belle texture magmatique à bâtonnets d'oligoclase. Les biotites s'orientent transversalement aux épontes, comme celles de la roche environnante. On aperçoit des relais en échelons, avec des produits de réaction sur la pointe d'une baïonnette (lisérés d'aplite, enrichissements en biotite : fig. 60 C). Quelques filons, plus mal individualisés que les autres, se diluent dans le granite.

Le réseau filonien ressort beaucoup mieux sur les dalles de la zone périphérique, et s'étend plus loin. Dès le contact franchi, beaucoup de filons recèlent des lentilles de pegmatite, dont certaines sont à tourmaline ; le granite avoisinant contient aussi de ces pegmatites. En 10 ou 20 m, les filons passent vers l'extérieur à des aplites claires à microcline et albite.

Tout au long, le diaclasage se montre étonnament régulier. Dans leur traversée du granite externe, les filons sont découpés par deux systèmes de diaclases, l'un à NW-SE, parallèle au contact, l'autre à N-S. Dans la zone centrale, la direction N-S subsiste seule. Remarquons sur la fig. 60 A comment l'un des filons subit un brusque changement de cap égal à 10°, et comment ses diaclases ont pivoté d'autant.

Interprétation des filons

- Considérons d'abord le réseau filonien dans le granite central. Trois faits significatifs : l'orientation des biotites, les réactions observées sur l'une des baïonnettes, et la dilution de certains filons. Il semblerait donc que lors de l'ouverture des fentes, le granite venait de se consolider mais était inachevé. On peut supposer que la cristallisation n'avait pas encore gagné toute la chambre magmatique. Du matériel fondu restait disponible en profondeur et allait monter dans les fissures, dès celles-ci ouvertes. C'est pourquoi la roche des filons ressemble beaucoup au granite central.

- A ce moment, la zone périphérique ne se trouvait pas au même degré d'évolution. Elle avait commencé plus tôt à cristalliser. L'aplite alcaline qui constitue ici les filons représente un magma résiduel injecté en même temps que le bain calco-alcalin central. Des phénomènes post-magmatiques se produisaient simultanément dans le granite et dans les aplites : d'où les pegmatites observées.

- Les filons confirmeraient donc à leur manière que le centre du massif s'est individualisé après la périphérie. Détail intéressant, ils résulteraient d'une injection verticale ; toutefois, l'existence d'une transition de 10 ou 20 m entre l'aplite et le granite calco-alcalin des filons suggère un certain mélange des magmas au niveau d'observation.

L'affleurement se place à peu près sur le tracé imaginaire de la discordance intrapharusienne à travers le massif. Or on sait que cette ligne structurale a coulissé pendant l'histoire du Tesnou. Il en a sans doute été de même au Siledrar. Les contraintes résultantes étaient analogues à celles qui ont donné les plis P 3 de Tinnirt, d'où une pression maximale NE-SW qui tendait à orienter les feldspaths et les biotites dans cette direction, une fois le milieu devenu assez rigide pour transmettre les contraintes ; au contraire, l'ouverture des fissures traduit une extension parallèle à la pression minimale.

Ages relatifs du Siledrar et de ses voisins : Temouzereg', complexe de Tesnou

La structure du Siledrar étant excentrée vers l'Est, il semble que l'on ait le droit de raisonner sur cette polarité comme au Tesnou.

Or on constate que :

- le Siledrar se trouve sur la discordance intrapharusienne. Le Ti-n-Akkor et le Temouzereg' sont tous deux situés à l'Est de cette ligne ;

- ses pegmatites renferment encore de la tourmaline. Au Tesnou, ce minéral existe dans les premières unités, mais semble disparaître avec le Ti-n-Akkor ; de plus, je ne l'ai pas rencontré au Temouzereg'.

Le Siledrar serait donc un peu antérieur au Ti-n-Akkor et au Temouzereg'. Peut-être même est-il synchrone des Tesnou 5 et 6.

3 - LE GROUPE D'ELBEMA

Le district d'Elbema comprend les massifs suivants, bien groupés de part et d'autre de l'oued Ousadert (fig. 61) : Aït-Oklan[1] (10 x 7 km), Adrar Elbema[2] (9 x 6 km), Elbema Est (5 x 3,5 km). Il est commode d'ajouter à ce groupe un pointement de 2 x 1,2 km, détaché 25 km à l'Est : Eg'elé.

Le secteur tire son intérêt d'une minéralisation non négligeable, principalement en cassitérite.

3.1 - AIT-OKLAN

Dans l'ensemble, les conditions d'affleurements ne sont pas très bonnes. A part les deux reliefs d'Aït-Oklan Nord et Sud, qui se dressent dans la moitié méridionale du massif, presque tout est arasé.

L'encaissant est constitué par le pluton de Tig'elamine. Je n'ai trouvé le contact qu'en un point, au Sud : très net, il est vertical ou même fortement penté vers l'intérieur (Nord). Le granite intrusif montre sur 1 m une bordure aplo-pegmatitique.

---

[1] L'importante mission du CEA qui travaillait sur ce massif en 1957-58 l'appelait : Elbema. Il y a là matière à une confusion regrettable.

[2] Tadraq El Béma de la feuille Tesnou (IGN).

Structure et granites

Le massif est cerné au trois quarts par une zone assez bien affleurante de dalles peu élevées, large de 1 km au plus, d'où émergent quelques collines bombées. Ainsi discerne-t-on dans le paysage l'existence d'une structure annulaire. Mais comme au Temouzereg', les roches en présence restent peu contrastées.

Dans la zone centrale, on observe diverses variétés de granite monzonitique ou subalcalin à jolis phénocristaux de microcline rose, oligoclase subautomorphe et zonée (F_K ∿ plagio) et biotite (8 à 10 %). A noter des synneusis de plagioclases. La fluidalité se voit mal ; quand on la discerne, elle s'oriente surtout aux environs de NW-SE (planche 14, photo 2).

Au granite courant, dont le grain est moyen, s'ajoutent des termes fins (présents surtout dans le relief central) et grossiers (sur la bordure ouest de ce même relief). Il ne paraît pas que ces variations s'ordonnent sur le terrain de façon bien définie : aussi ne les ai-je pas cartographiées. Elles peuvent s'expliquer par une cadence irrégulière de la cristallisation du magma.

Parfois apparaissent au sein de cet ensemble des contacts nets, annoncés par des tourbillons de biotite qui sont les indices de courants locaux dans le magma.

Le granite de la couronne se distingue des précédents par toute une série de nuances, bien que la différence puisse paraître subtile quand on compare à l'oeil nu certains échantillons. Indiquons surtout la texture grenue non porphyroïde, les quartz plus globuleux, les feldspaths trapus et xénomorphes, l'acidité plus accusée du plagioclase (limite albite-oligoclase), une certaine raréfaction de la biotite (5 à 8 %) et des accessoires, un deutérisme plus marqué.

Le grain reste uniformément moyen, sauf au SW où s'observe une variation fine.

Le CEA a fait un échantillonnage systématique du massif pour analyses chimiques et étude du comportement de l'uranium (Coulomb, 1958, 1959). Les résultats, résumés et commentés à la fin de l'annexe III, montrent que par rapport à la zone centrale, la couronne renferme davantage de SiO_2 et de K_2O, mais moins de Fe total, MgO, CaO, Al_2O_3. D'autre part, elle renferme un peu plus d'uranium, ce qui s'accorde avec le fait qu'elle paraît un peu plus différenciée (Ragland et al., 1967).

Contact des deux zones

Dans la moitié NE du massif, on voit un long et mince ruban de granite fin, tantôt clair, tantôt sombre, s'interposer entre la couronne et la zone centrale. Il passe progressivement au granite de l'intérieur dont il représente un faciès de bordure, mais se trouve en contact net avec la couronne. Parfois s'observent aussi, sur 1 m de puissance, des schlieren micacés à pendage externe, comparables en moins beau à ceux de l'Iseddiène ; ils se trouvent à l'intérieur du contact.

Il y aurait donc au NE une coupure assez marquée. Par ailleurs, on ne peut fixer de chronologie bien nette. L'interprétation plausible s'inspire de l'exemple d'Iseddiène : consolidation relativement précoce à la périphérie, où les phénomènes deutériques se poursuivent pendant la cristallisation du centre. L'arc de granite fin du NE apparaît comme une sorte de bordure figée pour la zone centrale. Pour expliquer une cristallisation brutale à cet endroit, on doit admettre qu'une fois la périphérie consolidée, des fissures courbes se sont formées au toit de la chambre magmatique, ou bien que le centre a eu tendance à s'affaisser.

Minéralisation stannifère

La mission Ranoux 1955-56 a découvert près du centre (fig. 61) un indice de cassitérite qui paraît lié à un petit pointement de granite albitique fin. Les pegmatites sont abondantes dans le secteur ; elles forment des "cheminées" pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de diamètre, les unes étant quartzeuses, les autres, plus rapprochées de l'indice, à microcline dominant. La cassitérite se trouve dans des filons de quartz dirigés E.NE-W.SW, à épontes greisénisées. L'étude systématique n'a mis en évidence qu'un tonnage insignifiant (Beneito, 1957).

Il est important de constater que cette minéralisation n'a rien à voir avec la couronne, malgré la tendance alcaline de cette dernière.

3.2 - L'ADRAR ELBEMA

Comme l'Aït-Oklan, ce massif traverse le pluton de Tig'elamine. Le contact est ici jalonné par 1 ou 2 m d'aplites et de pegmatites. L'ennoyage est très doux vers le N.NE.

On pressent une vague zonation concentrique : au centre, un leucogranite blanc assez grossier et subporphyroïde (Q ∿ 25 à 30 %, $F_K \geq$ Plagio., Bi ∿ 5 à 8 %) ; à la périphérie, une roche plus fine et encore plus pauvre en biotite. Entre les deux zones, quelques lits de biotite serpentent avec un faible pendage externe.

Ces variétés de granite diffèrent du type courant à phénocristaux de microcline rose, si bien représenté au Ti-n-Akkor, à l'Iseddiène, au Temouzereg' et à l'Aït-Oklan. Par contre, elles ressemblent à certaines variations des Ti-n-Ezzoua : bordure SW du Ti-n-Ezzoua Sud, ensemble du Ti-n-Ezzoua Nord. Dans ces leucogranites, les textures magmatiques primaires se voient encore assez bien (automorphie et zonations des oligoclases, qui ne dépassent guère An 20 %).

3.3 - ELBEMA EST

Cette modeste coupole a connu quelques mois de gloire. La mission Ranoux 1955-56 y découvrit des filons de quartz à cassitérite. Intéressant *a priori*, l'indice fut étudié en détail par la mission Beneito 1956-57, puis abandonné en raison d'un alluvionnement trop faible (fig. 62).

Le granite courant, blanc et assez grossier, est comparable à celui de l'Adrar Elbema. C'est donc une roche plus leucocrate que le type moyen des Taourirts. Certains affleurements sont creusés de beaux taffoni (planche 1, photo 4).

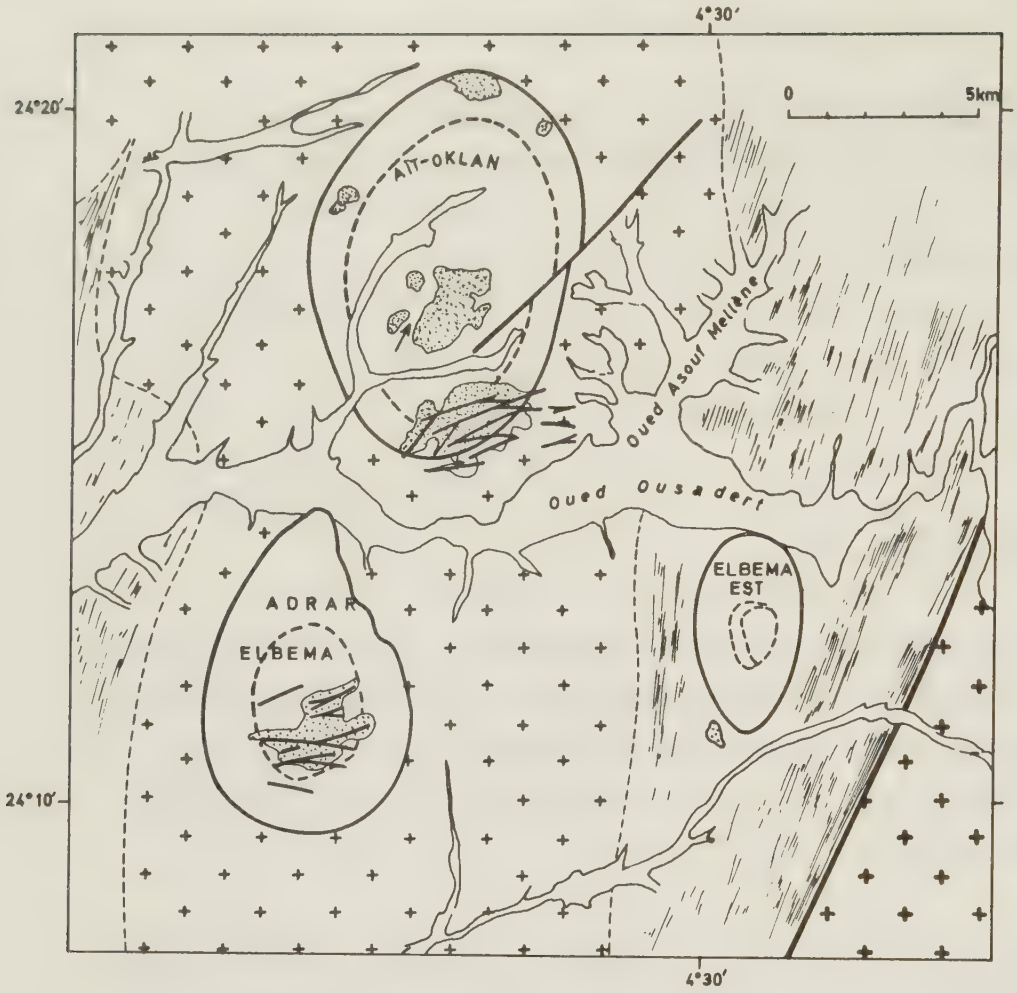


Fig. 61 – LES GRANITES D'ELBEMA

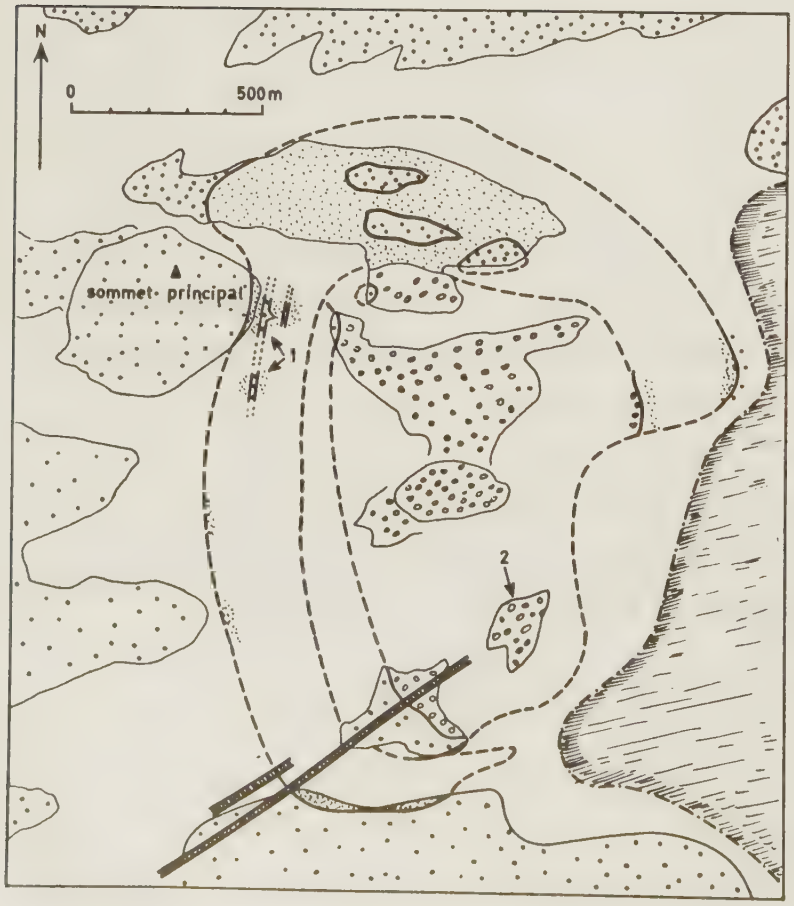
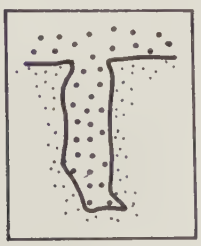


Fig. 62 – LA STRUCTURE CENTRALE D'ELBEMA EST
(N'ont été figurées que les principales zones affleurantes).

Ses lames minces montrent une belle texture primaire à oligoclases automorphes, sur laquelle s'imprime une évolution tardive de type classique : albitisation, naissance de "microcline II" mieux quadrillé que le microcline I, cristallisation de fluorine ...

Un granite fin, gris clair, à biotite dispersée, constitue une variation du type précédent. Il montre une succession analogue de phases magmatique et deutérique.



(point 1 de la fig.62)

Figure 63

Les analyses 42 et 43 des deux roches sont pratiquement superposables, à ceci près que le granite fin serait un peu plus calcique.

Le granite fin dessine un anneau presque complet. Il est en contact net avec le précédent. A l'Ouest, cette limite est régulière et plane sur une distance notable ; elle change de cap par sauts brusques, et se trouve parfois échancrée par des rentrants anguleux et géométriques du granite grossier (fig. 63) ; il arrive aussi que des bancs rectilignes de ce dernier s'observent dans la roche fine (fig. 62).

Il apparaît donc que le granite fin a cristallisé en premier, conclusion en bon accord avec sa teneur un peu plus élevée en CaO. Ses diaclases ont imposé la géométrie des rapports avec le type grossier.

Au Nord, le contact ondule davantage et paraît moins net. Peut-être doit-on en déduire une cristallisation simultanée des deux granites.

Un leucogranite alcalin à albite et microcline, de grain fin à moyen, recoupe les précédents. Il pointe à l'intérieur de l'anneau de granite fin à biotite dispersée : on retrouve ainsi la situation centrale des termes les plus différenciés de nos massifs (Ti-n-Ezzoua Sud, Imehellatène, Aït-Oklan ...). Remarquons par surcroît un léger décalage vers l'Est, conforme à la polarité si nette au Tesnou, non loin de là. Au contact de ce

granite alcalin, on observe de grands feldspaths palmés à ouverture regardant le centre : nous retrouverons dans le compartiment central de l'Ahaggar plusieurs exemples de ce phénomène.

Dans le Sud de cette zone et à proximité des principaux filons à cassitérite, aplites et pegmatites alternent en donnant une belle formation horizontale d'allure rubanée (analyse 44). Les micas des aplites sont lithinifères (analyse m.26). Les lits de pegmatite sont formés de microclines en éventails, plantés verticalement (planche 9, photo 4).

La minéralisation. L'étude détaillée se trouve dans le rapport Beneito, 1957. Je me limite ici à un bref compte rendu qualitatif. Il existe trois zones minéralisées, dont l'une dans l'encaissant du Sud. La principale se trouve au Sud du granite central. La cassitérite est logée de préférence aux épontes des filons de quartz, mais déborde souvent dans les épontes qui sont greisenisées. On a reconnu aussi du mispickel, de la chalcopyrite et un peu de béryl. Le mica des greisens paraît lithinifère, hypothèse que l'analyse m.26 rend très vraisemblable.

Interprétation de la structure du massif

L'arc de granite fin a des contacts raides. Donc sa morphologie est, *grosso modo*, celle d'un corps filonien. Pour l'expliquer, on voit mal comment échapper à la nécessité d'un contrôle par une fracture annulaire. Supposons qu'une telle fracture ait affecté le toit de la chambre magmatique. La détente et un brusque départ d'eau auraient déclenché la cristallisation rapide du magma à l'aplomb de la fissure (cf. l'interprétation des travées de microgranite porphyrique du Ti-n-Ezzoua Sud, page 150 et figure 23).

Remarquons la position du granite central. Elle suggère un jeu tardif de piston, délimité par la fracture supposée ci-dessus ou par une cassure un peu plus interne. Ce massif d'Elbema Est nous fournit donc un bon exemple d'évolution centripète.

3.4 - EG'ELE (Planche supplémentaire II) (1)

Ce petit "dos de scarabée" comprend deux variétés de granite albitique à grain fin. D'après J. Ranoux et B. Guérangé (1956), la plus remarquable formerait l'enveloppe du pointement. C'est une roche très claire, rose ou jaune. Des phénocristaux aux limites nettes et régulières (quartz ronds, feldspaths potassiques ovales), nagent dans une pâte où prédomine l'albite pure en longues baguettes bien maclées.

Parfois, ces phénocristaux s'entassent les uns contre les autres, sans pour autant perdre leur automorphie : on est tenté d'attribuer ces amas à des mouvements du magma.

Cette roche à phénocristaux, dite "granite variolé", est dans sa masse un peu minéralisée en cassitérite. On y a signalé aussi de la columbite.

3.5 - MISE AU POINT SUR LES FILONS "D'ALASKITE" DU SUD DE LA FEUILLE TESNOU

Les reliefs du Sud d'Aït-Oklan et de l'Adrar Elbema sont armés par des dykes. On rencontre les mêmes filons dans la corne NW de l'Imehellatène. Il était courant au BRMA de les considérer comme des parties profondes de pegmatites, assez souvent silicifiées, qui témoigneraient d'une érosion poussée (voir J. Ranoux, 1959), et excluraient *a priori* toute chance de minéralisation stannifère à proximité.

Mes lames minces, tirées pour la plupart de l'Adrar Elbema, montrent une roche granitique complètement hydrothermalisée, consistant en minéraux des argiles et en quartz globuleux.

Il ne me paraît pas démontré que ces filons se relient directement à l'activité des Taourirts. Ils se prolongent au loin dans l'encaissant oriental de l'Aït-Oklan et existent en grand nombre dans le pluton de Tig'elamine à l'Ouest et au Nord de ce Taourirt. Un autre dyke s'allonge sur plusieurs km à l'Ouest de l'Imehellatène. Avant de conclure, il serait donc prudent d'entreprendre une étude précise pour savoir si tous ces filons de la région sont ou non du même type.

---

(1) Tirage limité.

CONCLUSION

De ce chapitre IX, on retiendra surtout :

- La limite commune aux zones emboîtées du Siledrar. Plus nettement encore qu'au Ti-n-Ezzoua Sud, un tel contact révèle une succession — le centre recoupe la périphérie —, estompée par un phénomène en retour qui est la corrosion de la limite par le granite externe.

- Les curieuses fissures de distension qui traversaient ce contact à un endroit. Deux matériaux distincts y ont été injectés au même moment : à l'intérieur de la limite, il s'agissait de magma encore disponible en profondeur, et correspondant au granite calco-alcalin central ; à l'extérieur, c'était un liquide résiduel, formé quand la cristallisation du pourtour s'achevait.

- La zonation du Temouzereg' et de l'Aït-Oklan. Bien qu'atténuée par le faible contraste des roches, elle est du type observé dans l'ovale de l'Iseddiène et au NW de l'Imehellatène : un (leuco)granite à tendance alcaline entoure le granite calco-alcalin normal. Cet anneau, qui est en fait une carapace apicale, se serait solidifié avant le centre, mais a été remanié par des phénomènes postmagmatiques.

- L'existence d'un petit district minéralisé en cassitérite et en uranium.

CHAPITRE X

LE TRIO TIHALIOUINE - TEG'ORAK - TEFOKRA, ET DEUX MASSIFS APPARENTES : LE TAOURIRT TA-N-ATARAM ET LE TAHARHAIT-N-ABROR

En prolongeant l'axe des Iseddiène vers le S.SE, on trouve au bout de 35 km la petite coupole de Tefokra, puis coup sur coup les belles unités de Tihaliouine et de Teg'orak. Ces trois massifs sont de toute évidence apparentés, et cependant l'on ne peut dire qu'ils se ressemblent absolument. Mais leur association sur le terrain nous impose de les décrire dans le même chapitre.

30 km à l'Est d'Iseddiène s'allonge le Taourirt Ta-n-Ataram. Ce nouveau massif ressemble plus au Teg'orak qu'à aucun autre Taourirt ; il sera donc étudié à la suite des trois précédents.

Enfin, les 4 unités jointives du Taharhaït-n-Abror s'alignent à 30 km au SW du Tihaliouine, et présentent avec ce dernier des analogies évidentes.

SECTION A

LE TRIO TIHALIOUINE - TEG'ORAK - TEFOKRA

Groupés dans le coin SE de la feuille Tin-Felki à proximité de l'accident des 4°50', les trois membres du trio n'ont pas la même importance. Le Tihaliouine mérite d'être décrit en premier. Plus complexe peut-être, mais moins instructif et surtout moins étudié sur le terrain, le Teg'orak occupe le second rang. En comparaison, le Tefokra n'a qu'un intérêt modeste.

1 - LE TIHALIOUINE

Placée bien en vue de l'itinéraire habituel des avions Alger-Tamanrasset via In Salah, la structure annulaire du Tihaliouine s'inscrit magnifiquement dans le paysage (planche 3, photo 1). Au centre, une plaine de 7-8 km de diamètre. Tout autour, une couronne de reliefs large de 1 à 2 km, qui atteint son plus beau développement au Sud, dans l'Adrar Tihaliouine (1275 m IGN) : alors que la montagne s'abaisse par des croupes et des gradins étagés vers l'extérieur de l'intrusion, elle dresse au-dessus de la plaine centrale une muraille de 400 m. Au Nord, la couronne est moins continue ; elle porte cependant la longue et fine crête ascendante de l'Amadhel-n-Ener [1] (1041 m IGN).

---

(1) "La mâchoire de l'antilope".

Figure 64-LE TIHALIOUINE

Leucogranites (affleurements et parties ± masquées)

Granite calco-alcalin de la "couronne interne" (affleurements et parties ± masquées)

Granite calco-alcalin du centre

Enclaves de micro-granodiorite

Aplites porphyriques

Schlieren de biotite

"granite à druses"

Pharusien inférieur

1.1 - LES GRANITES

J. Ranoux et B. Guérangé (1956) ont donné un premier schéma d'ensemble : granite porphyroïde au centre, granite leucocrate à grain moyen tout autour. En réalité, on doit distinguer une "couronne externe", formée de leucogranites, et une demi "couronne interne", en granite calco-alcalin à biotite (fig. 64) ; la périphérie est donc zonée comme à l'Ovale d'Iseddiène, mais en sens inverse.

Le granite monzonitique du centre

Cette roche ne ressemble pas exactement aux granites courants des massifs étudiés jusqu'à présent. Il s'agit encore d'un granite porphyroïde à gros grain, mais le caractère monzonitique (plutôt que calco-alcalin) est ici bien affirmé [(1)].

Feldspaths potassiques

Les phénocristaux de microcline (1,5 x 1 à 2 x 1,5 cm) ne sont plus d'un rose franc comme au Ti-n-Akkor, à l'Iseddiène, à l'Aït-Oklan ... La nuance est plus sombre, elle vire irrégulièrement au gris, d'où des reflets nacrés sur la cassure fraîche. L'automorphie est souvent parfaite. Les cristaux ne sont pas dispersés de manière uniforme : ils peuvent manquer sur des surfaces de plusieurs m^2 - le granite devenant alors équigranulaire (grain de 0,5 cm au plus) - et ailleurs, comme au Tesnou n°1, s'entasser en grappes de plusieurs dm^3 ; leur concentration croît aux abords de ces amas. Je n'ai jamais vu ces phénocristaux dessiner une fluidalité nette, et les auréoles d'oligoclase paraissent ici très rares.

Le feldspath potassique se présente également sous forme de "microcline II" moins perthitique à tendance interstitielle.

Plagioclases. En moyenne, le rapport F_K/plagio est ≤ 1, sauf sur les affleurements où les phénocristaux prolifèrent. Les plagioclases sont typiquement automorphes. Ils seraient un peu mieux zonés que dans les massifs décrits précédemment, ne dépassant toutefois presque jamais l'oligoclase calcique au coeur des in-

---

(1) L'unique analyse disponible (n°47 et 47 bis) n'est pas très révélatrice à cet égard, l'échantillon montrant en lame mince une certaine évolution postmagmatique (albitisation).

dividus. Les plus petits forment souvent des synneusis, fait important dont on prend mieux conscience dans des granites monzonitiques et dans des granodiorites que dans des granites subalcalins. La myrmékite paraît fréquente.

Ferromagnésiens et accessoires. Il y a 10 à 15 % de ferromagnésiens. A la biotite s'ajoute couramment une faible quantité de hornblende hastingsitique. Le sphène en beaux losanges est ici mieux représenté que d'habitude.

Sur la rive gauche de l'oued Tihaliouine (1), ce granite est rubéfié le long de quelques fractures est-ouest. Le quartz devient laiteux, puis se raréfie. Des cavités centimétriques apparaissent, parfois tapissées de quartz, remplies d'épidote et souvent d'un carbonate : on a alors le "granite à druses" de J. Ranoux et B. Guérangé (1956), qui nous rappelle les roches "désilicifiées" du massif de Barnesmore, dans le Donegal (Walker et Leedal, 1954).

Les granites alcalins de la couronne externe

Ils forment un vif contraste avec les granites du centre. Ici encore, nous avons affaire à une bordure leucogranitique, mais jamais dans les massifs précédents cette formation ne nous avait paru aussi bien individualisée. Le grain, l'intensité de la couleur, la teneur en biotite, ont tendance à fluctuer, surtout vers le contact externe. En moyenne cependant, il s'agit de granites roses ou même rouges, non porphyroïdes et non orientés, dont le grain oscille entre 2 et 5 mm (analyse 48).

Les quartz (≃ 30 %) sont globuleux, tantôt isolés, tantôt groupés en chapelets. La masse des feldspaths, dans laquelle on aperçoit de multiples facettes rectangulaires, donne une impression de belle cristallinité. Il y a peu de biotite (1 à 2 %).

Les feldspaths - albite et microcline en quantité sensiblement équivalentes - sont en général peu automorphes ; ils apparaissent imbriqués de manière complexe à la suite de nombreuses réactions mutuelles, comme dans les alaskites des Tesnou 5-6 et de l'Adrar Iseddiène. On observe aussi des juxtapositions plus calmes de cristaux, surtout dans les termes grossiers : le plagioclase, à tendance automorphe, atteint alors la limite albite-oligoclase, et se fait corroder par des plages internes de microcline (planche 15, photo 4).

---

(1) "Oued Tin-Tegdade" de la feuille Tin-Felki de l'IGN.

La biotite est en principe d'un brun olivâtre très enfumé. Mais elle est souvent chloritisée, plus souvent encore remplacée par des caillots informes d'oxydes de fer. On observe un peu de muscovite blastique et encore quelques accessoires : fluorine, sphène émoussé, zircon, très rare allanite.

Il existe en fait deux catégories de leucogranites, unies par tous les intermédiaires :

1) une variété à tendance subalcaline, où le plagioclase peut dépasser An 10 % et où les minéraux gardent des formes simples (planche 15, photo 4) ;

2) des termes alcalins plus évolués (alaskites), à grain généralement plus fin et texture enchevêtrée (cf. planche 15, photos 1 et 3).

Le granite calco-alcalin de la couronne interne

Un granite calco-alcalin à microcline, oligoclase et biotite dispersée s'interpose à l'Est et au Nord entre la zone centrale et l'anneau de leucogranite. En principe, il est équigranulaire ; sur certains échantillons, seules la couleur et la teneur en biotite signalent une différence avec le leucogranite proche. Sous le microscope, l'albitisation deutérique se révèle plus importante que dans la roche du centre.

Les affleurements de ce granite sont caractérisés par une érosion alvéolaire en "taffoni" (cf. planche 1).

Une tendance subporphyroïde se manifeste au Nord, dans le secteur des enclaves décrites ci-après. Le grain de la mésostase est assez fin ; en lame mince, les oligoclases apparaissent joliment automorphes, plus que dans la variété équigranulaire.

Les enclaves de granodiorite à grain fin

Entre la limite nord du granite porphyroïde et le pied de l'Amadhel-n-Ener, la couronne interne s'élargit. Elle renferme de nombreuses enclaves, métriques à hectométriques, d'une roche finement grenue (analyses 45 et 46). En toute rigueur, la composition minéralogique se situe entre celles des granites monzonitiques francs et des granodiorites. J'emploierai cependant ce dernier terme pour les mêmes raisons qu'à l'Imehellatène : commodité, absence d'ambiguïté dans le contexte local.

La teneur de ces roches en ferromagnésiens varie, et l'on passe en continuité d'un type assez sombre à une variété gris clair, sans que le rapport Feldspath-K/plagioclase paraisse en être très sensiblement affecté. Les enclaves relativement sombres seraient les plus internes.

Description des lames minces

- Les longs bâtonnets de plagioclase sont typiques. Ils s'enchevêtrent plus ou moins, parfois on les voit dessiner une fluidalité bien marquée. Ils sont zonés de An 35 à 15.

- Dans les cas les mieux caractérisés, le quartz forme des plages très branchues, tout en lignes brisées et en angles vifs, ceci parce que les plagioclases et les biotites s'y encastrent ; à la limite, l'accentuation de cet habitus ramifié conduit à des aspects presque graphiques. Le quartz peut aussi injecter des fissures de plagioclases, ainsi que des clivages de hornblendes. Dans certains échantillons clairs, il se trouve plutôt en grains quelconques. Les quelques phénocristaux ont des bords crénelés.

- Le microcline, finement quadrillé mais non perthitique, est presque toujours présent. Il gaine irrégulièrement les extrémités des plagioclases et forme aussi des grains ramassés.

- La biotite est plus ou moins abondante (15 à 20 % en moyenne), d'un vert olive teinté de brun, souvent accompagnée de hornblende hastingsitique à faible 2V. De rares amas losangiques associent les deux ferromagnésiens : ce sont d'anciens phénocristaux d'amphibole.

- Parmi les accessoires (d'autant plus abondants que la roche est plus riche en ferromagnésiens), notons surtout l'apatite, les opaques, le sphène. Ce dernier prend un aspect très caractéristique : l'enveloppe losangique se devine mais elle apparaît échancrée par les plagioclases en baguettes.

Dans le secteur où affleurent ces microgranodiorites, on rencontre quelques fragments décimétriques de microtonalite.

Etendons maintenant le champ d'investigation à l'ensemble du massif. Un peu partout dans le granite porphyroïde, mais surtout vers sa périphérie, il existe des boules ou des oeufs de teinte et de texture variables. Leurs dimensions ne dépassent guère 20 ou 30 cm. Dans le lot, nous rencontrons d'abord des diorites quartziques et des granodiorites grises, comparables en

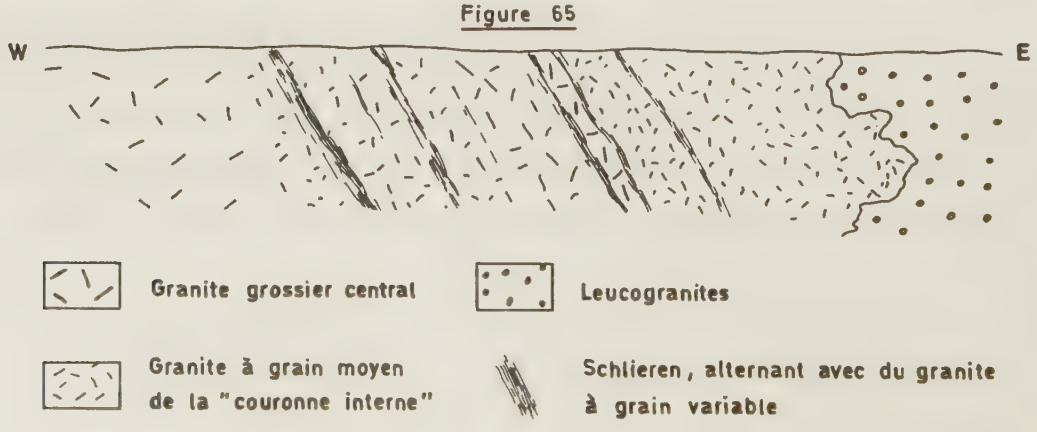
première approximation aux roches étudiées ci-dessus ; mais alors que la plupart d'entre elles ont un grain très fin, quelques unes se singularisent par leur grain moyen : preuve de la multiplicité ou de l'hétérogénéité des intrusions basiques associées. Nous trouvons aussi des enclaves roses, renfermant de grands disques plats de biotite mordorée ; le quartz y est rare et le microcline, très envahissant, ne laisse subsister que des taches informes d'oligoclase. Ces deux extrêmes semblent reliés par tous les intermédiaires, si bien que l'on est conduit à supposer une origine unique pour toutes ces enclaves : ce seraient des fragments de "précurseurs basiques", plus ou moins modifiés par une métasomatose potassique pendant la cristallisation du granite porphyroïde.

Les enclaves de microdiorite et de granodiorite fine nous ramènent au cas de l'Imehellatène. Dans ce dernier massif, j'ai interprété la granodiorite comme le résultat d'une hybridation profonde entre magma basique et magma granitique.

1.2 - RELATIONS ENTRE LE CENTRE ET LES COURONNES

L'Est du massif est le domaine d'élection des schlieren surmicacés. On les voit jalonner la limite entre granite porphyroïde et couronne interne, se cantonnant plutôt dans cette dernière (fig. 65). Ils plongent d'environ 60° vers l'extérieur et se succèdent sur une vingtaine de mètres au maximum. Outre les constituants habituels, souvent très automorphes (oligoclase, biotite, hastingsite), ils peuvent renfermer une quantité parfois remarquable de sphène losangique, trait déjà remarqué dans le granite central.

Figure 65



Entre les lits noirs s'intercalent des travées métriques de granite porphyroïde ainsi que des lentilles enrichies en microcline. Quelques nids de pegmatite à quartz central, microcline rose et épidote, se trouvent accrochés aux schlieren.

Le granite de la couronne interne se développe ensuite vers l'extérieur sur environ 200 m. Son contact avec le leucogranite est net, quoique d'un dessin extrêmement capricieux dans le détail : les deux roches ont le même grain mais la biotite se raréfie soudain, la teinte rose apparaît et les feldspaths prennent à l'oeil nu un aspect mieux cristallisé ; en lame mince, on voit s'étendre les réactions deutériques d'albitisation qui étaient déjà notables dans le granite à biotite, et la zonation des plagioclases automorphes disparaître. Il se peut que le leucogranite soit saisi ici dans un processus de formation aux dépens du granite banal.

Fait important, l'anneau externe renferme des îlots diffus de granite à biotite, paraissant appartenir à la couronne interne. Assez nombreux, ils ne sont pas tous connus, loin de là. Certains sont allongés d'Est en Ouest sur plusieurs centaines de mètres. Ils se présentent comme des enclaves.

Au Sud, le schéma paraît analogue, mais la couronne interne diminue de puissance.

A l'Ouest, la couronne interne disparaît pratiquement. En tout cas, elle n'est pas cartographiable. On n'observe plus de schlieren ; le passage au leucogranite se fait généralement de manière progressive, bien qu'en quelques mètres seulement. D'abord, le granite central perd ses phénocristaux, mais non ses biotites. Puis le mica se raréfie à son tour. En pratique, l'on se découvre alors dans le leucogranite, dont la teinte rouge n'apparaît que plus loin et peu à peu.

Au Nord, les schlieren micacés sont rares, sans avoir complètement disparu. Des nuages très diffus d'une aplite porphyrique à nombreux phénocristaux de quartz et de microcline encombrent la zone de passage entre le centre et la couronne interne. Allongés d'Est en Ouest, ils atteignent des dimensions hectométriques.

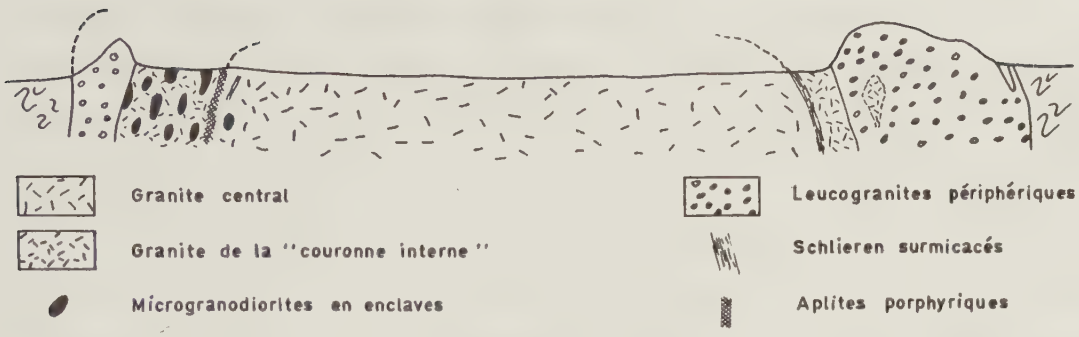
Le contraste des deux couronnes est frappant au NE. La carte (fig. 64) suggère que l'alaskite de bordure tranche net les granodiorites enclavées. J'ai effectivement observé un contact entre ces deux types de roches, de même d'ailleurs qu'entre alaskite et granite de la couronne interne, mais n'ai pu noter d'arguments irréfutables en faveur d'une chronologie.

Signalons enfin la présence de deux îlots d'alaskite au pied de la muraille de l'Amadhel-n-Enir, et d'un autre un peu au SW. Noyés dans un granite subporphyroïde appartenant à la couronne interne, ils ont un volume de quelques m^3.

En conclusion, le granite du centre et le granite de la couronne interne appartiennent à la même venue : on ne peut dire que l'un reprenne l'autre. Il n'est pas possible non plus de définir clairement une succession chronologique entre le centre et les leucogranites. Par contre, ces derniers semblent un peu plus récents que les roches de la couronne interne.

Figure 66-Coupe schématique du Tihaliouine

Orientation approximative: N-S



1.3 - RELATIONS AVEC L'ENCAISSANT - MODE DE MISE EN PLACE

Le Tihaliouine traverse deux unités du Pharusien inférieur. A l'Est, il recoupe la bordure occidentale d'un pluton de granite plus ou moins porphyroïde, légèrement folié dans une direction N-S à N 20° E. Vers l'Ouest, après des termes granodioritiques, apparaissent des amphibolites, et plus généralement, les métavolcanites de composition intermédiaire que l'on rencontre couramment dans le Pharusien inférieur de ces régions (cf. Gravelle, 1969). L'alignement méridien des serpentines de Tihaliouine-Ti-n-Dahar passe 3 km à l'Ouest du contact du Taourirt.

Quelques débris anguleux d'amphibolite ont été repérés à l'Ouest dans la couronne. Seul l'un d'entre eux dépasse le m^3.

Malgré la rareté des affleurements du contact, il semble bien que le Taourirt ait un contour polygonal. Il en allait déjà de même avec l'Iseddiène. Mais ici, le dessin en lignes brisées se voit mieux. Les côtés du polygone correspondent en direction à des diaclases ou à des failles de l'encaissant, qui toutes paraissent très inclinées. On s'attend donc à trouver

un contact à fort pendage, sinon vertical. Tel est bien le cas à l'Est de la cluse qui interrompt la couronne au NE. Mais juste à l'Ouest de cette même entaille, ainsi qu'en certains endroits dans l'Est du massif, le contact se montre faiblement incliné, et ondulé en conséquence sur la carte.

Divers faciès de bordure marquent dans l'alaskite la zone du contact : pegmatites (en lits à microcline seul ou en lentilles quartzo-feldspathiques), bouffées d'aplite, concentrations très locales de mica noir. P. Launey (1953) a signalé au Sud une pegmatite à amazonite. En outre, la cristallisation de la couronne peut rester irrégulière jusqu'à plusieurs dizaines de mètres vers l'intérieur. Notons en particulier des zones imprécises de granite à nombreux petits phénocristaux : l'intérêt de cette roche est d'avoir une texture typiquement magmatique, alors que l'alaskite normale a été modelée par les phénomènes deutériques.

Les géologues du BRMA avaient remarqué dans l'encaissant SE des filons E-W très puissants de microgranites. Il m'a paru que ces dykes, loin d'être issus du Taourirt, sont recoupés par lui.

De fait, le Tihaliouine envoie très peu de filons dans l'encaissant. En cela, il se conforme à une règle générale chez les Taourirts (au moins sur les flancs raides des intrusions). On ne relève guère que des aplites parallèles au contact et à pendage vertical ou dirigé vers l'extérieur. Les mieux visibles, situées sur la rive droite de l'oued Tihaliouine à l'Ouest, se présentent en fait comme des apophyses de la couronne ; j'en ai représenté une sur les figures 64 et 66.

Pour expliquer la mise en place, nous sommes obligés de recourir à des arguments indirects : le découpage propre et net de l'encaissant en conformité avec ses directions de cassures, le parallélisme du contact et de certains filons d'aplite. Il est d'autant plus logique d'invoquer un mécanisme d'abattage, que celui-ci paraît bien établi pour l'Iseddiène-Imehellatène et que les contextes se ressemblent. Le problème est celui de l'échelle qu'il convient d'attribuer au phénomène : abattage de petits blocs ou jeu de piston ?

1.4 - FORMATION DE LA STRUCTURE ANNULAIRE DU TIHALIOUINE

Comme pour l'Iseddiène et le Ti-n-Ezzoua Sud, et pour les mêmes raisons (étude plus exploratoire que détaillée), l'interprétation de la structure du Tihaliouine comporte au départ une certaine dose d'arbitraire. Mais le modèle proposé semble être le plus compatible avec l'état des connaissances.

La cristallisation se faisait en principe de l'extérieur vers l'intérieur, donnant d'abord naissance au granite calco-alcalin que nous observons dans la "couronne interne". A partir de là, l'évolution a suivi deux voies parallèles et progressé simultanément sur chacune d'elles : fin de la cristallisation dans le centre, apparition des leucogranites périphériques.

L'évolution dans le centre

Emprisonné sous sa carapace apicale, le vaste foyer central se refroidissait avec lenteur mais non de façon tout à fait régulière. Des courants de convection se localisaient au contact de la bordure cristalline (effet de paroi froide) et rassemblaient sous forme de schlieren les minéraux précoces, c'est-à-dire les ferromagnésiens et les accessoires. D'autres schlieren naissaient ici et là plus au coeur de l'intrusion, modelés par des courants locaux. Mais ils ont ensuite été rompus et dispersés ; on en trouve encore de rares lambeaux : les enclaves surmicacées.

> Cependant, le liséré de schlieren n'existe guère à l'Ouest : ce pourrait être l'indice d'une cristallisation plus tranquille dans ce secteur et d'une variation plus progressive de la viscosité du milieu.

L'évolution à la périphérie - Origine des leucogranites

Peut-on attribuer une partie des leucogranites à l'évolution post-magmatique du granite calco-alcalin de la couronne interne ? La question se pose surtout à l'Est, où du granite à biotite forme des îlots diffus dans la couronne externe ; les deux variétés de roches ne présentent parfois que des différences de couleur et de teneur en biotite.

Mais il semble difficile d'exclure une origine magmatique directe pour des volumes importants de leucogranite. C'est notamment ce qui ressort de l'étude du réseau filonien externe (voir p. 272). On comprendrait mal que ces filons d'alaskite aient d'abord cristallisé en granite calco-alcalin. Puisque certains d'entre eux sont des apophyses de la couronne, l'alaskite bordant le massif dérive aussi de magma alcalin, quitte à avoir subi des remaniements deutériques qui rendent indéchiffrable la texture originelle.

Ceci permet de supposer que les leucogranites subalcalins et alcalins correspondent à des magmas résiduels de plus en plus évolués. A l'Ouest, où les schlieren font défaut, ils se présentent comme des différenciations du granite grossier, qui s'individualisent au fur et à mesure de la cristallisation de celui-ci ; rien ne prouve ici que le capuchon apical, dont les leucogranites font partie, ait d'abord cristallisé sous forme de granite calco-alcalin. Au Nord, le contraste très vif entre l'anneau d'alaskite et le secteur des enclaves basiques nous fait envisager un léger décollement du Tihaliouine par rapport à son encaissant, et l'injection de magma résiduel dans la zone de faiblesse ainsi créée.

Les aplites porphyriques situées au front septentrional du granite central représenteraient elles aussi du magma résiduel. Pourquoi cette localisation ? Comme pour la couronne interne de l'Iseddiène, il faut supposer que le coeur du massif s'est un peu affaissé.

Enfin, les îlots d'alaskite qui affleurent au pied de l'Amadhel-n-Ener seraient des noyaux de différenciation locale.

CONCLUSION A L'ETUDE DU TIHALIOUINE

De tous les Taourirts, c'est le Tihaliouine qui se prêterait le mieux à une étude approfondie des problèmes posés par les leucogranites de bordure. Grâce à la simplicité relative de son architecture, grâce aussi à l'existence conjointe de roches bien contrastées et de variétés intermédiaires, il fournirait le meilleur champ d'application aux méthodes de la géochimie.

2 - LE TEG'ORAK

L'Adrar Teg'orak [1] s'allonge contre la dislocation des 4°50'. Avec ses 5 grandes dents de scie alignées du Nord au Sud, il se reconnaît de loin. Après le point culminant, qui s'élève à 1 700 m (IGN) et domine de plus de 700 m la pénéplaine environnante, la crête s'abaisse régulièrement vers le Sud. Le massif atteint ainsi près de 20 km de longueur totale.

Mais l'échine méridienne ne représente qu'une fraction du massif granitique, la moins intéressante car le granite s'y montre écrasé. A l'Ouest, elle est flanquée d'un renflement de 10 x 8 km environ, où s'observe une structure concentrique à 3 zones (fig. 67).

Le contour du massif est donc puissamment influencé par le grand accident méridien. Comme le montrera l'étude pétrographique, une partie du magmatisme a été synchrone des mouvements.

---

(1) "Adrar Tedjorart" de la feuille IGN Tin-Felki. Appelé "Adrar" tout court par Guillo-Lohan en 1903 et par Villatte en 1905. Ce nom écourté semble encore utilisé par les Touaregs.

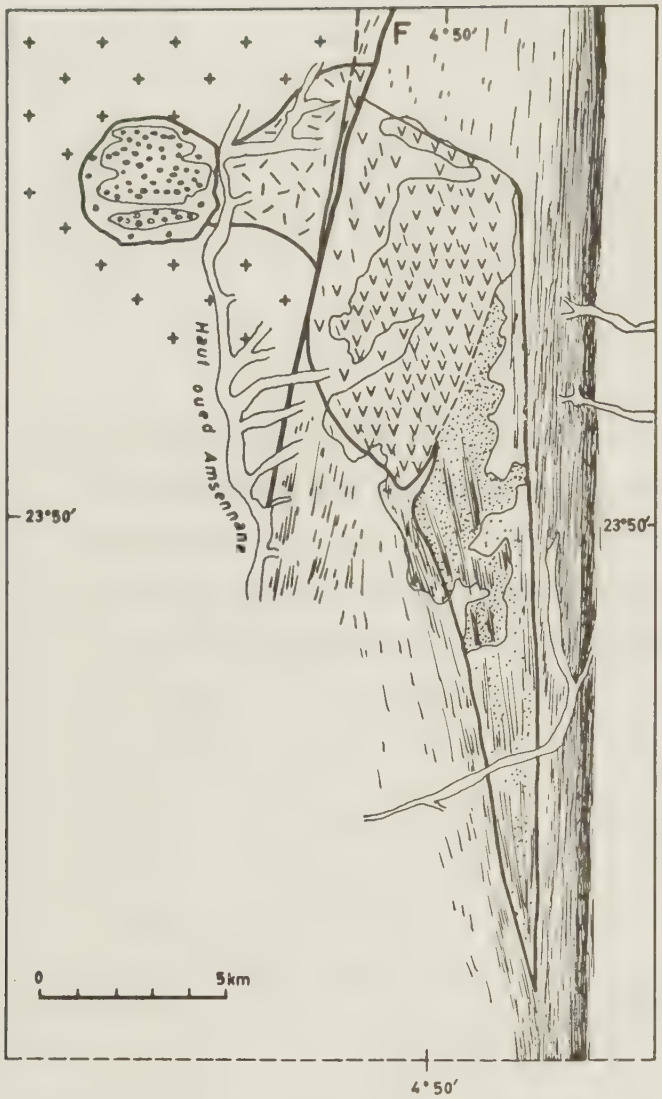


Figure 69 – LE TAOURIRT TA-N-ATARAM.

On a délimité les principaux reliefs de la Haute Chaîne et du Tikertine.

- Tikertine
- Granite équant de Tidoudas
- Granite massif et orienté de la Haute Chaîne
- Mylonites et lames de granite folié
- Mylonites des 4°50'
- Pluton encaissant
- Schistes cristallins du Pharusien inférieur
- F — Faille de Tidoudas

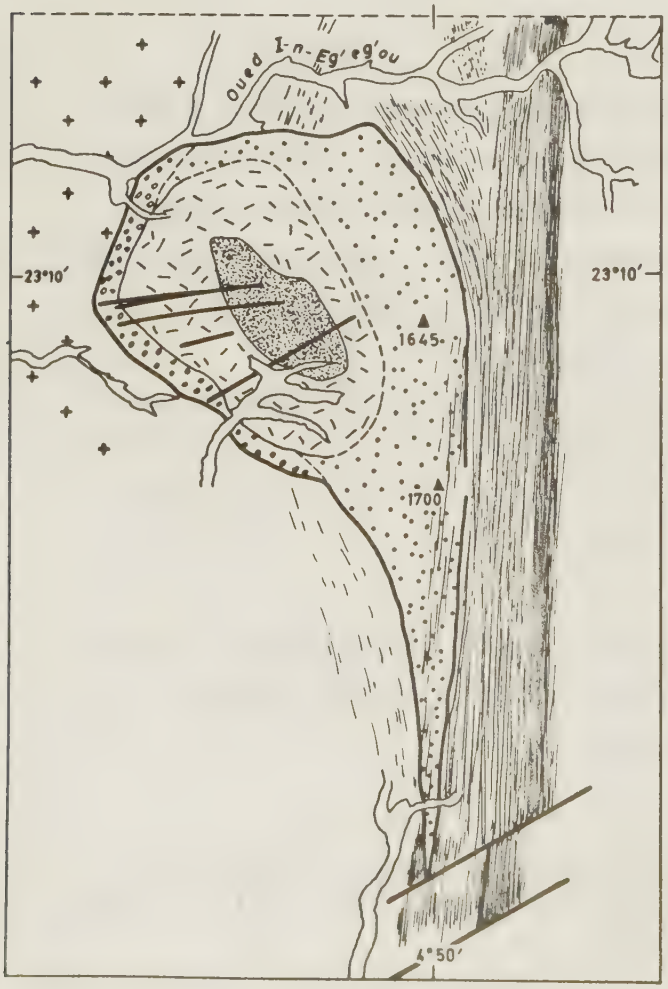


Figure 67 – LE TEG'ORAK.

- Alaskite de l'Ouest
- Granite de la périphérie
- Granite laminé
- Granite de l'anneau intermédiaire
- Granite central

La bibliographie est "relativement" fournie : quelques lignes chez M. Lelubre (1952), 2 pages chez J. Ranoux (1955) qui donne notamment un premier aperçu de la structure concentrique.

2.1 - LES GRANITES

Malgré un certain désordre du relief, la zonation se lit nettement dans le paysage et sur les photos aériennes. Les unités sont elliptiques, non pas circulaires, et le grand axe commun à ces ellipses emboîtées se confond avec la ligne qui joint l'Iseddiène au Teg'orak via le Tefokra et le Tihaliouine.

La zone périphérique

Plusieurs variétés de granite constituent la périphérie de la protubérance occidentale. Elles sont équigranulaires et peu grossières ; les quartz ont tendance à former des chapelets ou des amas de grains arrondis.

A l'Ouest s'étend un croissant d'alaskite jaune ou rose (type 1 de J. Ranoux, analyses 50 et 50 bis du même échantillon). Cette roche ressemble beaucoup à l'alaskite du Tihaliouine, à ceci près qu'elle paraît dans l'ensemble plus albitique : la composition couramment observée est : Q ≃ 25 à 30 % ; Ab ≃ 40 % ; F_K ≃ 30 % ; Bi ≃ 1 à 3 %. Elle est relayée au SW par un leucogranite plus grossier (5 mm au lieu de 2 à 4 mm), à microcline très abondant, oligoclase acide et nombreuses traces d'albitisation deutérique (analyse 49).

Le restant de la zone périphérique est formé par un granite calco-alcalin banal, à microcline, oligoclase et biotite. En particulier, ce granite calco-alcalin semble constituer les hauts reliefs de l'Est. Mais sa cristallisation a été complètement perturbée par le jeu de l'accident voisin. On peut affirmer qu'une partie du laminage s'est faite à chaud : par exemple, de l'albite et de la biotite cimentent des feldspaths brisés. Toutefois le dernier rejeu de la faille est postérieur à l'achèvement du granite.

Le laminage s'accentue sur le versant oriental de la montagne, et augmente encore vers le Sud où il affecte toute la largeur du pédoncule méridional. L'intensité de la mylonitisation devient telle que l'on a quelque mal à détecter l'extrémité du massif : je l'ai placée sur le haut oued Taklet, vers 23°02' de latitude.

Le contact externe du massif paraît toujours raide. Le tracé est assez nettement polygonal (fig. 67). Tout le long de l'oued I-n-Eg'eg'ou qui jalonne la limite nord, on ne peut exclure un fort pendage vers l'intérieur du massif : ceci d'après l'allure des lits de pegmatite qui se trouvent à la bordure. A l'Est, des bancs parallèles de granite laminé s'intercalent dans les mylonites, observation courante sur les marges des massifs synciné-matiques.

Les zones internes

A l'intérieur de cette enveloppe complexe dont la description est schématisée, on distingue un anneau "intermédiaire" et une ellipse centrale.

L'anneau intermédiaire est formé de granite subporphyroïde à grain moyen et biotite dispersée (type 2 de J. Ranoux). La composition et le chimisme semblent bien correspondre au granite monzonitique courant des Taourirts (analyse 51) : $F_K \sim$ Plagio $\sim$ 30 à 35 %, Bi $\lesssim$ 10 %. On aperçoit des schlieren surmicacés (lits à pendage externe, tourbillons, loupes trapues, ...).

Ce granite laisse parfois deviner une fluidalité, qui semble correspondre à la direction d'allongement des ellipses emboîtées (NW-SE).

Dans le corps central, le granite est fin, très peu porphyroïde, mais sa composition n'a guère changé (analyse 52), non plus que les caractères essentiels de la texture observée sous le microscope (oligoclase automorphe, souvent plus ou moins enclavée par le microcline). En moyenne, il semble que $F_K \lesssim$ Plagio.

Les filons

A mi-hauteur, la protubérance à structure annulaire est rayée par de grands filons d'orientation moyenne E-W. En réalité, les dykes divergent très légèrement vers l'Ouest. Ils ne semblent pas passer dans l'encaissant. On y rencontre une roche que J. Ranoux appelle alaskite. La biotite a été détruite, les plagioclases aussi (ils sont remplacés par des agrégats de séricite et de minéraux argileux). Le microcline s'est développé en plages importantes, le quartz forme des chapelets de grains arrondis. Une comparaison avec les filons hydrothermalisés d'Elbema et du N-W d'Imehellatène paraît s'imposer, mais ici, il serait imprudent de douter que ces formations se relient à l'activité terminale du Taourirt.

2.2 - CONTACTS DES ZONES EMBOITEES

J'ai observé un contact net entre l'alaskite et l'anneau intermédiaire, mais n'ai pu en tirer grand chose. Les deux granites sont juxtaposés sans schlieren de biotite et sans émission de filons. On remarque seulement du côté interne quelques bouffées d'aplite et une atténuation de la texture porphyroïde. J. Ranoux (1955), constatant que la radioactivité est un peu plus forte à la périphérie qu'au centre du massif, en concluait à une légère postériorité du granite alcalin. L'hypothèse semble fondée, au moins pour les phénomènes postmagmatiques (cf. les cas du Tihaliouine, de l'Iseddiène, de l'Aït-Oklan).

Un contact du même genre sépare l'anneau intermédiaire et le granite calco-alcalin périphérique. Difficile à voir car les roches en présence diffèrent peu, il est vertical et annoncé ici encore du côté interne par quelques bouffées aplitiques. Les deux anneaux paraissent tout à fait synchrones.

Plus complexe est le contact de l'ellipse centrale. Au S-E, on le voit s'enfoncer doucement sous l'anneau intermédiaire. L'un et l'autre granite subissent des modifications, qui consistent surtout en minces rubannements à grain alternativement fin et moyen (fig. 68A). La teneur en biotite paraît élevée dans les passées à grain fin. Ces figures sont en général concordantes avec le contact, mais on peut remarquer des exceptions à cette règle (fig. 68B).

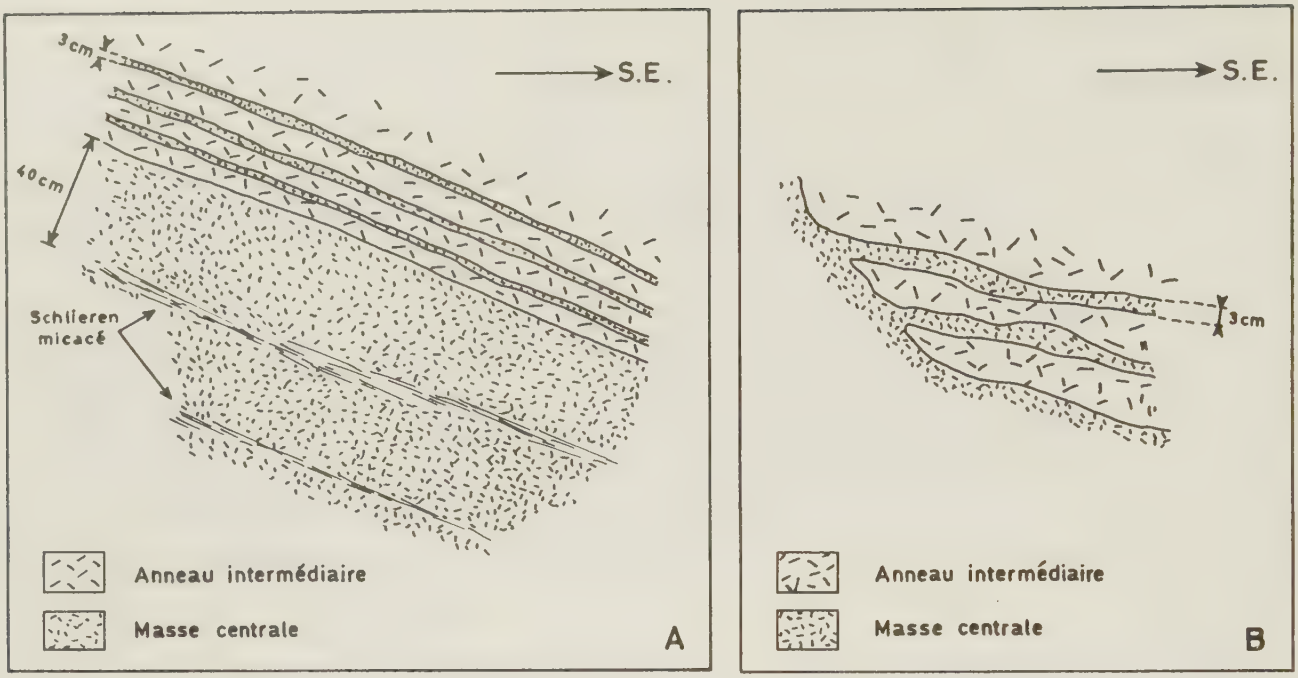


Figure 68 – MASSIF DE TEG'ORAK : détails au contact SE du corps central et de l'anneau intermédiaire

(coupes verticales)

A l'Ouest, sur la ligne de partage des eaux, et un peu sur son versant nord, le corps central émet des filons contournés, minces et anastomosés. Leur tracé hésitant incite à ne pas en faire de bons marqueurs chronologiques.

De tout ceci, nous déduirons que les deux unités sont à peu près contemporaines, le corps central s'étant cependant individualisé en dernier.

Evolution du Teg'orak

Le modèle proposé suit celui du Tihaliouine, avec cependant un contraste très atténué entre la bordure et l'intérieur. La cristallisation démarre à la périphérie, donnant naissance au granite calco-alcalin équigranulaire. Elle s'achève un peu plus tard dans la zone de granite subporphyroïde. Le corps central correspond à une pulsation distincte de magma, antérieure à la consolidation complète de la roche environnante. Enfin, l'alaskite est un produit de différenciation tardive.

CONCLUSION A L'ETUDE DU TEG'ORAK

Peu de massifs mettent autant en défaut la terminologie usuelle qui classe les granites par rapport aux déformations. Postérieur aux derniers plissements, le Teg'orak est néanmoins modelé par le rejeu d'un accident fondamental. Il se trouve donc être à la fois syn- et post-cinématique.

Malgré l'existence d'une belle structure annulaire, on doit conclure au synchronisme essentiel des 3 zones emboîtées. Tout au plus discerne-t-on une légère tendance centripète dans l'apparition de ces unités. En l'état des connaissances, les 3 granites calco-alcalins ont la même composition chimique.

Par contre, l'alaskite qui prend à l'Ouest la place de l'anneau périphérique, traduit une nette évolution tardi- ou postmagmatique vers un pôle alcalin. Le phénomène est dirigé, il n'affecte plus comme au Tihaliouine le pourtour entier du massif. Ainsi se manifeste une dissymétrie fondamentale, qui traduit certainement l'opposition entre une zone comprimée (le voisinage de l'accident 4°50') et un secteur en détente (situé au plus loin de la dislocation, et site supposé d'un léger affaissement favorable à la mise en place des fluides résiduels).

3 - LE TEFOKRA

La carte au 1/500 000 de l'Ahaggar figure trois petits pointements très rapprochés, que le rapport Ranoux-Guérangé de 1956 nommait les Tefokra n°1, 2 et 3. Le n°1 (2 km de diamètre) correspond à l'Adrar Tefokra, grosse gara qui domine assez nettement le terrain compris entre les oueds Ti-n-Arazraz et Tekouiat.(1) Le n°3 n'est qu'un minuscule chicot d'aplite, très apparent néanmoins car il s'accroche au flanc SE d'un grand filon de quartz.(2)

---

(1) Altitude 1093 m IGN

(2) Altitude 1038 m IGN.

Ce quartz ayant injecté une faille qui tronque le massif n°1, J. Ranoux envisage non sans raison que les deux pointements étaient réunis. En revanche, le Tefokra 2 ne m'a paru être qu'un satellite bien circonscrit du pluton qui s'étend assez largement à l'Est jusqu'aux abords de l'Adrar Ti-n-Erou. C'est le faux Tefokra, dont il ne sera plus question ici, non plus d'ailleurs que du n°3.

L'Adrar Tefokra est surtout formé de leucogranite alcalin.

En moyenne, le grain est assez fin. On note de 1 à 3 % de biotite, et des proportions variables des deux feldspaths (F_K > ou < Plagio). La teinte souvent rose, la composition minéralogique et la texture peuvent faire penser aux alaskites de Tihaliouine et de Teg'orak, ainsi qu'à celle de l'Adrar Iseddiène. Cependant il existe aussi des variations moins alcalines, à tendance plus ou moins porphyroïde, notamment dans le petit reg qui longe le versant sud de la colline : le plagioclase est alors à la limite albite-oligoclase, et le granite se rapproche un peu du type courant des autres massifs.

Le contact externe se laisse étudier en quelques points. L'encaissant est formé de laves acides. Celles-ci se débitent en bancs sensiblement nord-sud et sont plissotées avec apparition d'une schistosité verticale assez fruste. Malheureusement, ce matériau réagit peu aux conditions du métamorphisme : on observe néanmoins des cornéennes tachetées à cordiérite très poecilitique ; ces taches ont de 2 à 5 mm de long (cf. les "grains de riz" au Nord du Tesnou 1). Signalons en outre de la biotite gris vert foncé et de la muscovite deutérique. Il ne semble pas que ces recristallisations du faciès "cornéenne à hornblende" s'étendent à plus de quelques mètres de distance.

L'étude du contact ne nous renseigne guère sur le mécanisme de la mise en place. Le granite ne contient pas d'enclaves d'encaissant et c'est à peine si l'on aperçoit quelques filons d'aplite au milieu des métarhyolites ; le plus important d'entre eux ondule à 50 m de la limite, parallèlement à cette dernière : maigre argument pour l'abattage de grands panneaux d'encaissant.

CONCLUSION A L'ETUDE DU TEFOKRA

Cette petite coupole pose un dilemme : intrusion de faible volume, comparable à celle de l'Adrar Iseddiène, ou sommet d'un Tihaliouine enfoui ? L'étude de ces roches ne permet pas encore de trancher à coup sûr, faute d'analyses assez fines dans les domaines de la minéralogie (pour les micas notamment) et de la géochimie.

Le Tefokra a surtout l'intérêt de nous confirmer que les coupoles des Taourirts ne passent pas vers le haut à des édifices volcaniques.

SECTION B

LE TAOURIRT-TA-N-ATARAM

Par plus d'un côté, le Taourirt-Ta-n-Ataram semble une réplique imposante du Teg'orak : même proximité de l'accident 4°50', même allongement parallèle aux mylonites, allure comparable du profil topographique et, comme nous allons le voir, même dissymétrie de l'architecture et de l'évolution (fig. 69, p. 276). L'arête faitière s'élève du Sud au Nord sur 25 km, et la dénivellation du point culminant (2050 m[1] doit atteindre 800 ou 900 m. Le massif est l'un de ceux que j'ai le moins étudiés, d'où le caractère schématique de la carte, notamment sur le versant Est.

ENCAISSANT ET CONTROLES STRUCTURAUX

Si la "haute chaîne" du Taourirt traverse des "schistes cristallins" (d'après Lelubre, 1952 : phyllades, conglomérats, amphibolites), ses petites dépendances de l'Ouest, Tidoudas[2] et Tikertine, recoupent une aire granitique diffuse. Une limite géologique subméridienne passe ainsi dans l'encaissant du complexe. L'intrusion y pousse un promontoire vers le Nord, un peu comme la pointe nord de l'Imehellatène qui s'insinue entre les deux Pharusiens. D'après les photos aériennes, une faille - silicifiée à son passage dans le massif - longe cette limite à faible distance, si même elle ne s'installe pas dessus ; elle décroche vers le Nord l'ensemble Tikertine-Tidoudas.

Or partout dans la Haute Chaîne, un laminage du granite, ou au minimum une orientation planaire verticale, apparaît selon une direction oblique NW-SE à N.NW-S.SE. L'encaissant SW semble laminé de la même manière. Mais si l'on en juge par les photos aériennes, le phénomène ne s'observe qu'entre l'accident mentionné ci-dessus et la dislocation des 4°50' : il épargne donc le Tidoudas et le Tikertine, ainsi que leur encaissant.

---

(1) D'après la vieille carte topographique au 1/1 000 000.

(2) Nommé d'après un point d'eau.

Nous commençons à bien connaître cette direction oblique : plis P3 de Tinnirt, granite oriental du 1er Tesnou, axe des Iseddiène, alignement Tefokra-Teg'orak. Elle est certainement la conséquence d'un coulissage dextre des accidents méridiens (compartiment ouest décalé vers le Nord, ce que l'on observe effectivement à un stade plus tardif avec le décrochement de l'ensemble Tikertine-Tidoudas).

LES GRANITES ET LEURS RELATIONS MUTUELLES

La chaîne du Taourirt Ta-n-Ataram. Dans la moitié méridionale de la chaîne, la moins élevée, le granite se présente en bancs N.NW-S.SE plus ou moins laminés, qui alternent avec des lanières d'encaissant.

> A l'oeil nu, il révèle une trame sombre et des "yeux" presque intacts de microcline. Malgré l'écrasement tardif, on aperçoit en lame mince des preuves d'une cristallisation syncinématique : (trains de biotite dans des brisures des feldspaths, perthites limpides à limites nettes). La proportion de granite augmente peu à peu vers le Nord et l'Ouest.

Brusquement, on passe vers le Nord à une roche tout à fait massive, dépourvue d'intercalations résiduelles de Pharusien. Elle constitue la zone des hauts sommets.

> Le granite y est très grossier, mais l'orientation persiste, planaire verticale, marquée à la fois par des traînées de quartz, par les grands microclines trapus, par les biotites en gros caillots allongés ... Sous le microscope, on voit encore d'anciennes textures en mortier, recristallisées, ainsi que des quartz complètement étirés. Toujours très abondant, le feldspath-K forme parfois des amas à structure équante et pegmatitique.

Au contact SW, on observe des figures de "granitisation" concordante, analogues à celles qui se produisent dans les auréoles des granites syncinématiques. Il s'agit davantage d'une concordance avec des mylonites qu'avec des bancs lithologiquement définis. Au Nord, le massif est discordant à l'emporte-pièce.

Les granites de Tidoudas et de Tikertine

Tidoudas. Dans cette dépendance arasée du Ta-n-Ataram, il n'affleure qu'un granite subporphyroïde et équigranulaire, à "cachet taourirt" indiscutable (microclines roses, fluorine ...). Cette roche garde l'orientation des précédentes, mais de manière à peine discernable. Elle renferme quelques schlieren micacés de type courant.

La limite avec la zone massive du Taourirt prolonge exactement le contact des schistes cristallins et du pluton diffus de l'encaissant. Elle ne semble pas tranchée ; il y a plutôt passage rapide d'un granite à l'autre en quelques mètres.

Tikertine. Après un rétrécissement, la zone de Tidoudas bute contre le Tikertine, petite coupole formée de granite alcalin rose ou jaune dont la texture assez variable fait souvent penser aux alaskites de l'Adrar Iseddiène, du Teg'orak , etc.

Dans le détail, on voit les deux massifs se mélanger sur quelques mètres, sinon même le Tidoudas corroder la bordure du Tikertine. En réalité, les granites doivent être largement synchrones, comme ceux des deux massifs d'Iseddiène.

PROBLEMES GENETIQUES

Comment expliquer, dans notre interprétation générale très magmatiste, qu'un contact entre deux formations de l'encaissant traverse le massif sous la forme d'une limite commune à deux variétés de granite ?

Le granite de la Haute Chaîne a une texture marquée par les effets d'un laminage N.NW-S.SE. Les contraintes pouvaient donc être transmises par le milieu qui cristallisait : autrement dit, celui-ci ne contenait qu'une faible proportion de phase fluide.

Il en allait tout différemment dans le domaine occidental, où l'on ne décèle guère l'influence du laminage noté dans la chaîne : d'où le caractère équant et postcinématique du granite de Tidoudas. Les schlieren de biotite, interprétés comme des figures d'écoulement, permettent en outre de penser que la fluidité du milieu était bien plus accusée ici qu'à l'Est (1).

Mode de mise en place

Pour l'ensemble du Tikertine et du Tidoudas, il n'y a pas de raison de mettre en doute la mise en place par abattage de l'encaissant. Le mécanisme s'appliquerait aussi à la zone septentrionale, massive, de la Haute Chaîne, dont le contact nord avec des amphibolites est à l'emporte-pièce. Au Sud, les travées alternantes du granite et d'encaissant conduisent à envisager l'assimilation d'une grande quantité de mylonites. Le laminage intense devait favoriser le phénomène, mais nous n'avons pas les analyses chimiques qui permettraient de préciser ce point de vue.

Ainsi, le mécanisme d'abattage aurait relayé progressivement vers le Nord l'assimilation sur place.

CONCLUSION

Le Taourirt-Ta-n-Ataram présente la même dissymétrie fondamentale d'architecture et d'évolution que le Teg'orak. Mais son caractère synciné-matique est encore plus marqué aux abords de la dislocation des 4°50. Aucune structure concentrique ne se dessine dans les dépendances occidentales (Tidoudas et Tikertine).

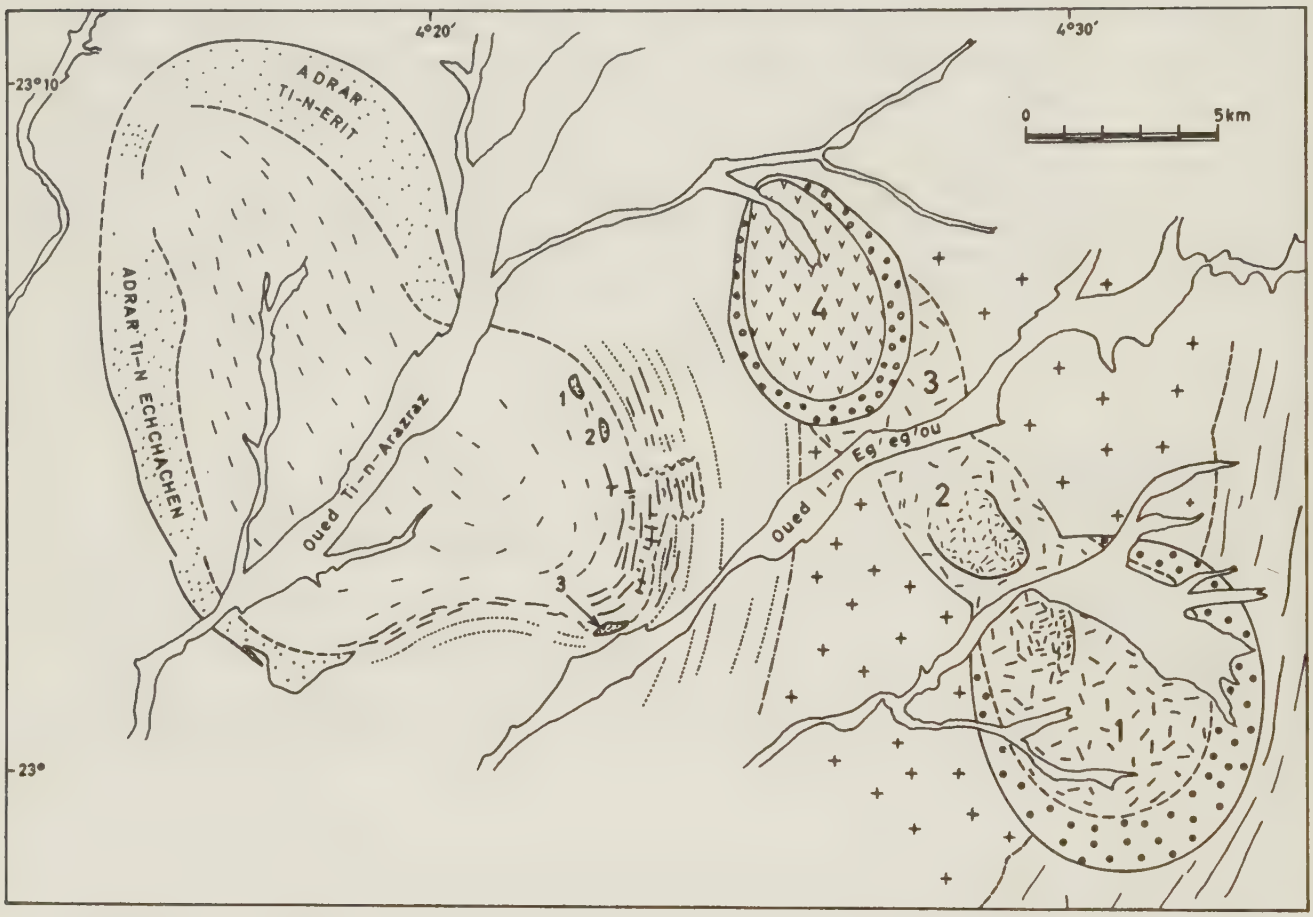
---

(1) Ainsi, nous retrouvons une opposition assez comparable à celle des zones d'Arhelad et de l'Adrar Tesnou dans l'unité 1 du complexe de Tesnou.

SECTION C

LE TAHARHAIT-N-ABROR

Le massif de Taharhaït-n-Abror se trouve presque tout entier sur la feuille Tin-Felki et empiète légèrement sur le Nord de la feuille Silet (figure 70). Long de 21 km, il dessine un chapelet NW-SE de 4 unités (numérotées ci-après du Sud vers le Nord). L'ensemble est très arasé.



MASSIF DE TI-N-ERIT

- Granite calco-alcalin de la plaine
- Leucogranite alcalin des reliefs
- 1,2,3 Chicots du Sud-Est
- Réseau filonien du Sud-Est

MASSIF DE TAHARHAÏT-N-ABROR

- Granite grossier des massifs 1 à 3
- Granites à grain moyen des massifs 1 et 2
- Granite central du massif 4 (Nord)
- Leucogranite périphérique du massif 1
- Leucogranite périphérique du massif 4

- Plutons
- Crêtes d'amphibolites

Figure 70 – LE TAHARHAÏT-N-ABROR ET LE TI-N-ERIT

L'unité nord (n°4) tranche net la plus septentrionale des trois autres, tandis que ces dernières, étant soudées entre elles sans ligne de contact, apparaissent synchrones. Le Taharhaït-n-Abror forme donc un complexe miniature, moins imposant qu'Iseddiène-Imehellatène, mais dédoublé aussi en deux éléments principaux.

1 - L'ENSEMBLE DES TROIS MASSIFS SYNCHRONES (N° 1, 2 et 3)

1.1 - LES TYPES DE GRANITE ET LEUR REPARTITION

La roche courante est un granite porphyroïde grossier, à composition chimique et minéralogique de vrai granite monzonitique (analyse 53)[1]. En moyenne : quartz ∿ 20 à 25 % ; ferromagnésiens ∿ 10 à 15 % et feldspath-K ≤ plagio. On note une grande ressemblance avec le granite du Tihaliouine dont les phénocristaux sont cependant un peu moins volumineux.

La texture est typiquement "monzonitique", avec de nombreux petits plagioclases inclus dans les phénocristaux de microcline. Comme au Tihaliouine, la cassure fraîche de ces phénocristaux est souvent d'un gris-rose terne et gras, bien différent du rose pimpant que l'on note plus généralement. Les cristaux sont dans l'ensemble mal quadrillés et peu perthitiques. Sur le terrain, ils matérialisent souvent une fluidalité, mais celle-ci est peu constante en direction.

Les synneusis d'oligoclases sont les plus nettes dont j'ai connaissance dans les Taourirts, et ceci grâce au fait que les zonations, parfois oscillatoires, se voient particulièrement bien sur ces cristaux dont le coeur peut atteindre la limite de l'andésine. Une zonation par taches ("patchy zoning") apparaît fréquemment.

Une hornblende hastingsitique accompagne la biotite (analyse m.29) dans une proportion qui, tout en variant selon les échantillons, paraît toujours très subordonnée (cf. le cas du Tihaliouine).

Dans le centre du massif n°2, le granite prend un aspect un peu différent, sans que sa composition ait changé notablement (analyse 54)[1].

---

(1) Le point correspondant à cette analyse a été reporté sur la figure 77, p. 324.

Etant moins porphyroïde, il donne l'impression d'être plus fin. En réalité, son grain est à peu près celui de la mésostase du granite courant. Les relations entre ces deux roches seront exposées plus loin.

Sur presque toute la périphérie du massif méridional (le plus grand de tous, avec ses 9 x 8 km), affleure un granite très grossier. Ici encore, il s'agit d'une simple variation du type courant, plus leucocrate cependant (biotites en amas peu nombreux) et un peu plus alcaline (traces d'albitisation). Nous voyons donc ici s'ébaucher une nouvelle bordure leucogranitique, large d'1 km environ. Il est permis de lier son faible degré d'individualisation à l'intensité évidente de l'érosion. Par malheur, tout cela affleure très mal, et l'on ne peut étudier les relations avec le granite courant ; il ne semble toutefois pas exister de schlieren micacés.

Dans le Nord-Ouest de ce même massif méridional, on voit affleurer du granite à grain moyen. Comme dans le coeur de l'unité 2, il ne s'agit en première approximation que d'une variété moins porphyroïde du granite courant. Cependant, on y décèle parfois une évolution deutérique assez prononcée (développement d'albite et de mica blanc), que confirme du reste le chimisme de sa biotite (analyse m.28).

1.2 - LE CONTACT DES DEUX VARIETES DE GRANITE DANS LE MASSIF N°2

Le granite central devient en général un peu plus fin dans les quelques mètres qui précèdent la limite, sauf au Nord où semble bien n'exister [1] qu'un passage très progressif entre les deux roches. Là où le contact est défini, on a intérêt à le suivre de près car il change beaucoup d'aspect.

Voici la description du tronçon le plus instructif (planche 9, photos 5 à 7). Situé à l'Est et long de 200 m, il passe sur la ligne mal marquée du partage entre les eaux qui s'écoulent vers le Nord et vers le Sud.

---

(1) "Semble exister" et non "existe", car ce secteur nord manque d'affleurements.

Au Sud, le contact est complexe, les deux granites s'envoient réciproquement des apophyses métriques au dessin contourné. Celles-ci renferment parfois des lentilles feldspathiques et des schlieren micacés.

Remontons vers le Nord. Nous rencontrons une grande dalle plate, la plus étendue du secteur, voire même du massif. Le contact devient plus net, plus simple. Du côté interne, il est jalonné sur une largeur de quelques mètres par des schlieren noirs. Les guirlandes sont convexes vers l'extérieur. Chacune d'elles se dilue vers l'intérieur, tandis que son bord externe est net. Comme au Siledrar et au Ti-n-Akkor, des phénocristaux isolés de microcline, appartenant au granite externe, rongent le lit micacé du contact (photo 5).

Un peu plus au Nord, les schlieren se réduisent à une traînée de 1 ou 2 cm, placée sur le contact qui a un très fort pendage interne. Quelques gros microclines poussent en travers du ruban de biotite. Plus loin, on voit disparaître ce dernier. Il est parfois remplacé par une traînée centimétrique d'aplite. Sinon, on n'observe plus que la juxtaposition pure et simple des deux roches. Enfin, le contact se dilue et disparaît peu à peu vers le Nord, presque en même temps que les affleurements.

Interprétation

Une fois de plus, nous butons sur l'absence de bons critères pour établir une chronologie des granites, et nous devons supposer que les deux roches étaient à peu près contemporaines. Mais à peu près seulement : la corrosion des schlieren par le granite externe révèle au moins un décalage des stades finaux de la cristallisation.

Pour interpréter ces schlieren, le plus simple est d'admettre l'existence d'un écoulement différentiel entre une colonne de magma, qui s'élevait dans l'axe de l'intrusion, et la masse périphérique. Les premiers minéraux formés (les ferromagnésiens) se sont concentrés en bordure de la zone centrale, là où son mouvement était ralenti par freinage.

Le passage progressif des deux granites au Nord exprime leur simultanéité et l'absence d'écoulement différentiel à cet endroit. Quant aux intrications du contact au Sud, elles ne peuvent s'expliquer que par un mélange de milieux mobiles.

1.3 - LES ENCLAVES MICROGRENUES DU MASSIF N° 2

Présentes à quelques exemplaires dans la masse centrale, elles prolifèrent tout autour, moins aux abords de l'encaissant que près de la limite commune aux deux zones. Elles mesurent de 5 cm à plusieurs mètres de long. Dans le détail, elles se révèlent d'une grande variété, que je n'approfondirai pas ici. Les unes, relativement sombres, ont des compositions de granodiorite ou de diorite quartzique ; elles conservent de belles textures magmatiques à lattes entrecroisées de plagioclases, mais le microcline y naît secondairement. D'autres, plus claires, représentent tantôt un stade enrichi en microcline par rapport au cas précédent, tantôt une composition granitique primaire ; selon les cas, la texture reste magmatique, ou bien l'on note l'envahissement par des assemblages en mosaïque où le microcline abonde.

Les enclaves formant le plus souvent des fuseaux et des disques, il s'est avéré intéressant d'en déterminer l'orientation statistique dans trois secteurs (A, B, C, fig. 71). C'est ainsi qu'à l'Est (115 mesures environ), on constate un regroupement entre N 135° E et N 175° E, avec un pic à N 160° E. Au SW, sur 90 enclaves, la plupart se tiennent entre N 115° et N 140° E, le pic étant très accusé à N 135° E. Enfin au SE (50 mesures), on obtient un éventail ouvert de N 10° W à N 20° E.

Autrement dit, les enclaves ont tendance à s'orienter comme le contact voisin entre les deux granites. On s'attend à ce qu'il en aille de même pour la fluidalité du granite-hôte ; mes quelques mesures n'excluent pas cette hypothèse.

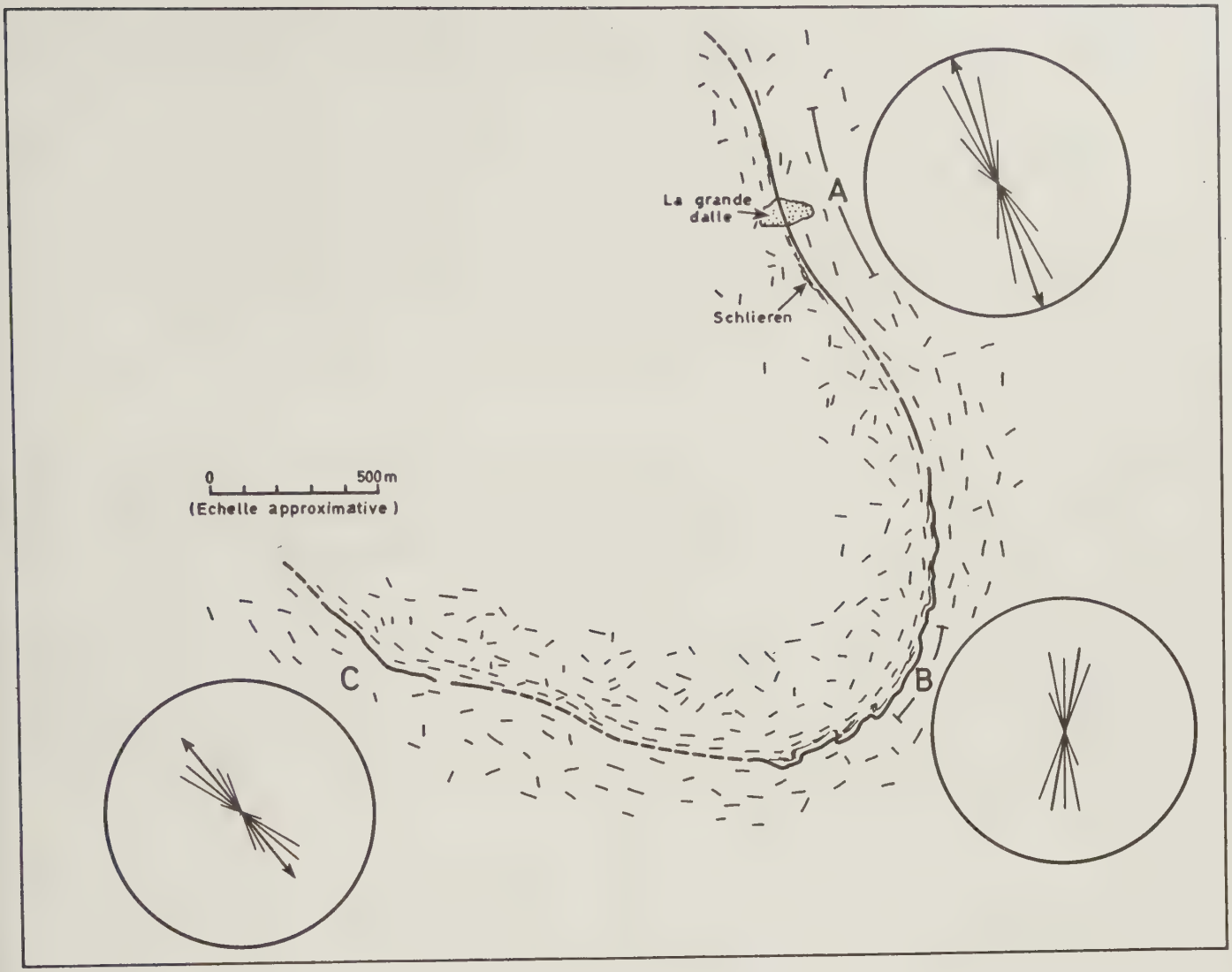


Figure 71 - TAHARHAÏT - N - ABROR N° 2

Contact des deux granites et orientations statistiques des enclaves microgrenues

Pourquoi les enclaves apparaissent-elles ainsi groupées aux abords de la zone centrale ? Peut-être parce que la périphérie cristallisait de l'extérieur vers l'intérieur, ce qui avait pour effet de restreindre graduellement le volume de magma affecté par des courants de convection (voir aussi p. 387).

Quant à l'origine du matériau constituant les enclaves, il serait prématuré de la rechercher dès maintenant.

2 - LE MASSIF SEPTENTRIONAL (N°4)

Le Taharhaït Nord est une ellipse de 7 x 5 km. Il recoupe à l'emporte pièce le massif n°3, non sans marquer un léger décalage vers l'Ouest [1]. Le contact n'est visible qu'en deux points, et se trouve souligné dans l'unité 4 par des aplopegmatites de bordure.

L'agencement est celui du Tihaliouine, avec plus de simplicité encore. Au centre s'étend un granite peu grossier de tendance porphyroïde. La fluidalité, pour ténue qu'elle soit, semble conforme au grand axe de l'ellipse. En lame mince, la texture ressemble pour l'essentiel à celle du granite des unités 1-2-3 (texture et composition monzonitiques, synneusis de plagioclases). Mais les oligoclases sont un peu moins zonées, moins calciques, et l'albitisation se développe davantage. La hornblende manque et la teneur en biotite est $\lesssim$ 10 %. Cette tendance plus alcaline - légère cependant - est confirmée par l'analyse chimique (n°55)[2].

Une couronne de leucogranite s'enroule autour et constitue les modestes gour Taharhaït-n-Abror, seuls reliefs du complexe. Presque complète, elle n'atteint pas 1 km de puissance.

> La roche est équante, de grain uniformément moyen. Des disques rouillés de biotite tranchent sur le fond blanc ou jaunasse. Le chimisme est alcalin à subalcalin (analyse 56). La composition moyenne semble être : quartz $\sim$ 30 % ; F_K = Plagio (une albite calcique ou une oligoclase acide), biotite $\sim$ 1 à 2 % seulement. En lame mince on remarque moins de réactions entre minéraux que dans les alaskites des massifs précédents.
>
> La couronne s'amincit et disparaît tout au Nord. A sa place, se développent des bouffées d'aplite plus ou moins porphyrique (cf. la limite nord du granite central de Tihaliouine).

Au milieu du reg central pointe une petite masse de granite alcalin à grain fin, homologue probable de celui d'Aït-oklan, mais ici dépourvu de minéralisation.

---

(1) Contrôle structural véritable ou apparent, toujours est-il que le massif pointe à l'intersection de deux lignes : l'axe NW-SE déterminé par les unités 1 à 3, et la limite méridienne entre deux formations de l'encaissant : à l'Est, le pluton granodioritique d'Abadale ; à l'Ouest, des ortho-amphibolites en grands bancs.

(2) Voir note 1, p. 289.

Le contact du centre et de la couronne affleure bien au pied nord de la principale gara Taharhaït-n-Abror. Notons les points suivants (fig. 72) :

- raréfaction progressive des phénocristaux du granite central,
- schlieren micacés à fort pendage externe (Sud), se succédant sur 10 m au moins,
- contact net sur la face externe du dernier schlieren,
- présence de petites miaroles à épidote dans les premiers mètres de la couronne.

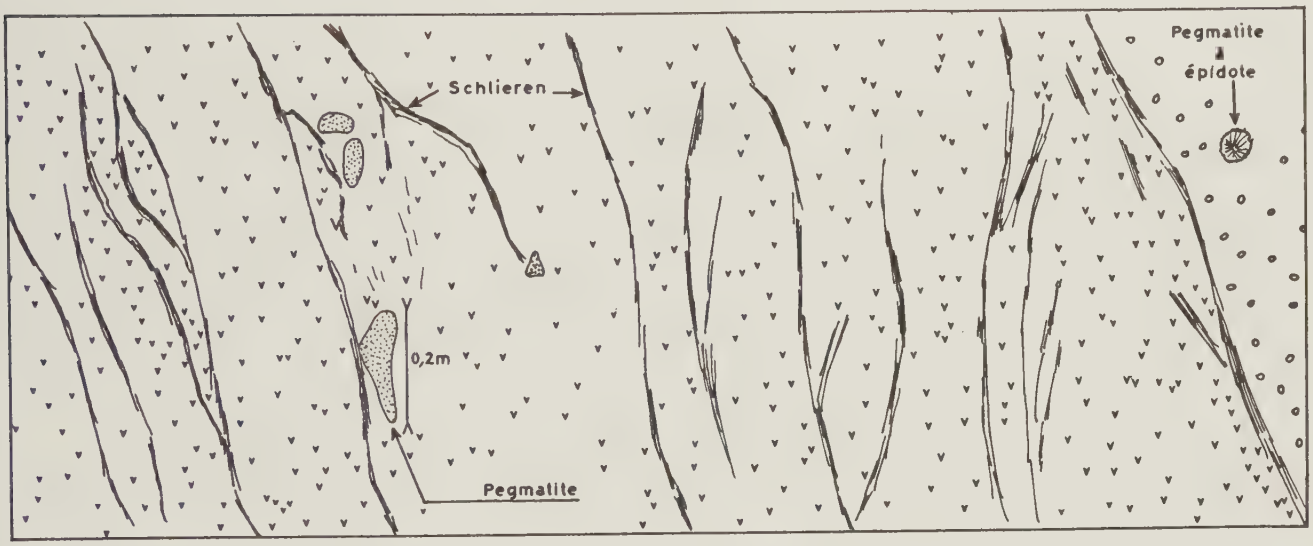


Figure 72 — TAHARHAÏT-N-ABROR NORD : contact de la couronne (à l'extrême droite) et de la zone centrale

Comme au Ti-n-Akkor, à l'Iseddiène, au Tihaliouine, etc..., les schlieren jalonnent l'interface entre deux milieux de viscosités différentes qui évoluaient côte à côte sans s'interpénétrer. Le leucogranite se présente comme une différenciation apicale.

CONCLUSION A L'ETUDE DU TAHARHAIT-N-ABROR

Une certaine évolution se manifeste dans ce petit complexe : le massif nord, plus récent que les autres, est un peu plus alcalin. Sans doute est-il moins érodé, mais il serait imprudent de lier les deux constatations.

L'intrusion du Nord, à un degré moindre celle du Sud, montrent de nouveaux exemples de bordures différenciées. Dans le massif n° 2, une structure concentrique s'ébauche au sein du granite normal par suite d'un phénomène de convection.

CONCLUSION DU CHAPITRE X

L'étude du Tihaliouine domine ce chapitre. Elle conduit surtout à l'idée qu'un capuchon s'est individualisé de bonne heure à l'apex et en haut des flancs de la masse intrusive. Dans cette chape de bordure, on trouve les premiers granites nés d'une cristallisation centripète, et aussi les différenciés alcalins dont la mise en place a pu être contrôlée, au moins localement, par une légère tendance du massif à se décoller de son encaissant. Des schlieren de biotite se sont formés à l'interface entre le capuchon apical et le magma sous-jacent. Nous précisons donc ici un schéma, déjà entrevu à propos de l'Iseddiène, du Temouzereg' et de l'Aït-Oklan, et qui s'applique de même à d'autres massifs étudiés dans ce chapitre : le Teg'orak et le Taharhaït-n-Abror Nord.

Le Taourirt Ta-n-Ataram, et à un moindre degré le Teg'orak, illustrent l'influence des grands décrochements méridiens sur l'architecture des massifs qui ont été mis en place à proximité pendant l'activité coulissante.

CHAPITRE XI

DEUX MASSIFS A TENDANCE SUBVOLCANIQUE :

TIOUEIINE ET TI-N-ERIT

- 0 -

Avant propos

"Tendance subvolcanique" : que doit-on entendre par là ? Les massifs de granite subvolcanique ont souvent une architecture et une pétrographie bien particulières. J'insisterai ici sur trois points.

1. La structure concentrique. Encore faut-il pouvoir démontrer que celle-ci est due à des "jeux de piston" dans la croûte terrestre, et non à la variation zonaire des facteurs (teneur en eau, température ...) qui gouvernent la cristallisation de la masse intrusive (Vance, 1961 ; Karner, 1968). On recherchera donc les preuves d'une fracturation annulaire : d'où l'intérêt des filons courbes ("ring-dykes, cone-sheets") quand on a la chance d'en rencontrer.

Ce type de structure est maintenant bien connu en géologie du granite. Plusieurs descriptions sont devenues classiques : Bailey et al., 1916-1960 ; Jacobson et al, 1958 ; plus généralement, toute la bibliographie sur les granites calédoniens d'Ecosse (voir Mercy, 1965) et à un moindre degré sur les complexes du New-Hampshire (voir Billings, 1956). Cependant, bien des massifs liés au volcanisme ne montrent pas ce dispositif concentrique : c'est par exemple le cas du Kagenfels dans les Vosges (von Eller, 1960, ...). Aussi se gardera-t-on de ne considérer que ce seul critère architectural.

2. L'abondance des roches porphyriques, sous la forme soit de bordures figées, soit de corps individualisés.

3. Une minéralogie de granite ayant cristallisé à haute température à partir de magmas qui étaient initialement pauvres en eau. On sait en effet que les bains granitiques "secs" sont les plus aptes à s'approcher de la surface (Burnham, 1967 ; Fyfe, 1970 ; Harris et al., 1970 ; Sobolev et al., 1971 ...). Très révélateurs de ces conditions sont les granites dits "hypersolvus" de Tuttle et Bowen (1958) dont tout le plagioclase est exprimé sous forme de mésoperthite, à l'exclusion de cristaux autonomes.

Seront donc considérés ici comme montrant une tendance subvolcanique les massifs qui présentent l'un ou l'autre des caractères rappelés ci-dessus, sans pour autant avoir été reliés à des phénomènes de surface. Le cas des Taourirts étudiés dans les chapitres précédents est certes discutable de ce point de vue. Nos interprétations génétiques ont assigné un rôle aux "jeux de piston", mais à la frontière entre l'hypothèse et le fait établi, et sur une échelle qui n'est pas encore celle des exemples classiques. En réalité, tout ceci reste affaire de nuances, et l'on serait fondé à voir une certaine affinité subvolcanique dans les Taourirts en général. Il faut donc n'attribuer qu'une signification relative au titre de ce chapitre XI.

Quatre intrusions répondent aux critères définis pour la "tendance subvolcanique":

Avant tout le superbe Tioueiine, seul parmi les Taourirts à renfermer de grands filons annulaires. Non loin de là, le Ti-n-Erit en constitue une variante originale. Tous deux renferment des roches "hypersolvus".

Les deux autres massifs ne montrent pas la structure concentrique. Ce sont des cas particuliers. L'Iskel s'allonge contre un accident ; une tendance hypersolvus sporadique et l'intrusion tardive d'un corps felsitique suggèrent une affinité subvolcanique. Enfin l'Aouilène aurait la forme d'un grand sill ou d'un laccolite ; un tel mode de gisement, ainsi que l'abondance des porphyres, évoquent encore une mise en place à faible profondeur. Ces deux massifs seront décrits au chapitre XII.

SECTION A

LE TIOUEIINE ET SES FILONS ANNULAIRES

1 - INTRODUCTION

L'Adrar Tioueiine se trouve à 125 km plein Ouest de Tamanrasset, dans le coin NW de la feuille Silet. Bien détaché au large des derniers contreforts de l'Ahaggar central, c'est un très bel exemple d'"archipel" (fig. 73). Par le ruban verdoyant de l'oued Amded, on accède à une plaine centrale ("le Lagon"), parsemée de quelques îlots ("le Roc Haddock", etc.). Les reliefs font cercle tout autour : au Nord et au Sud, ce sont de véritables montagnes, hautes de 300 à 500 m (Adrar Tioueiine s.str., Tioueiine Ta-n-Tebambei, "Île Noire") ; à l'Ouest, ils se fragmentent en archipels secondaires ("Hébrides" et "Arc Sud-Ouest", ce dernier comprenant notamment les îles de "Skye" (1) et de "Rum" (2)).

Historique

Le Tioueiine a servi de rampe de lancement à l'expression : "granites des Taourirts". C'est en effet le premier massif de ce type dont il soit question dans la thèse de M. Lelubre (1952). J'ai cité le texte original à la page 40.

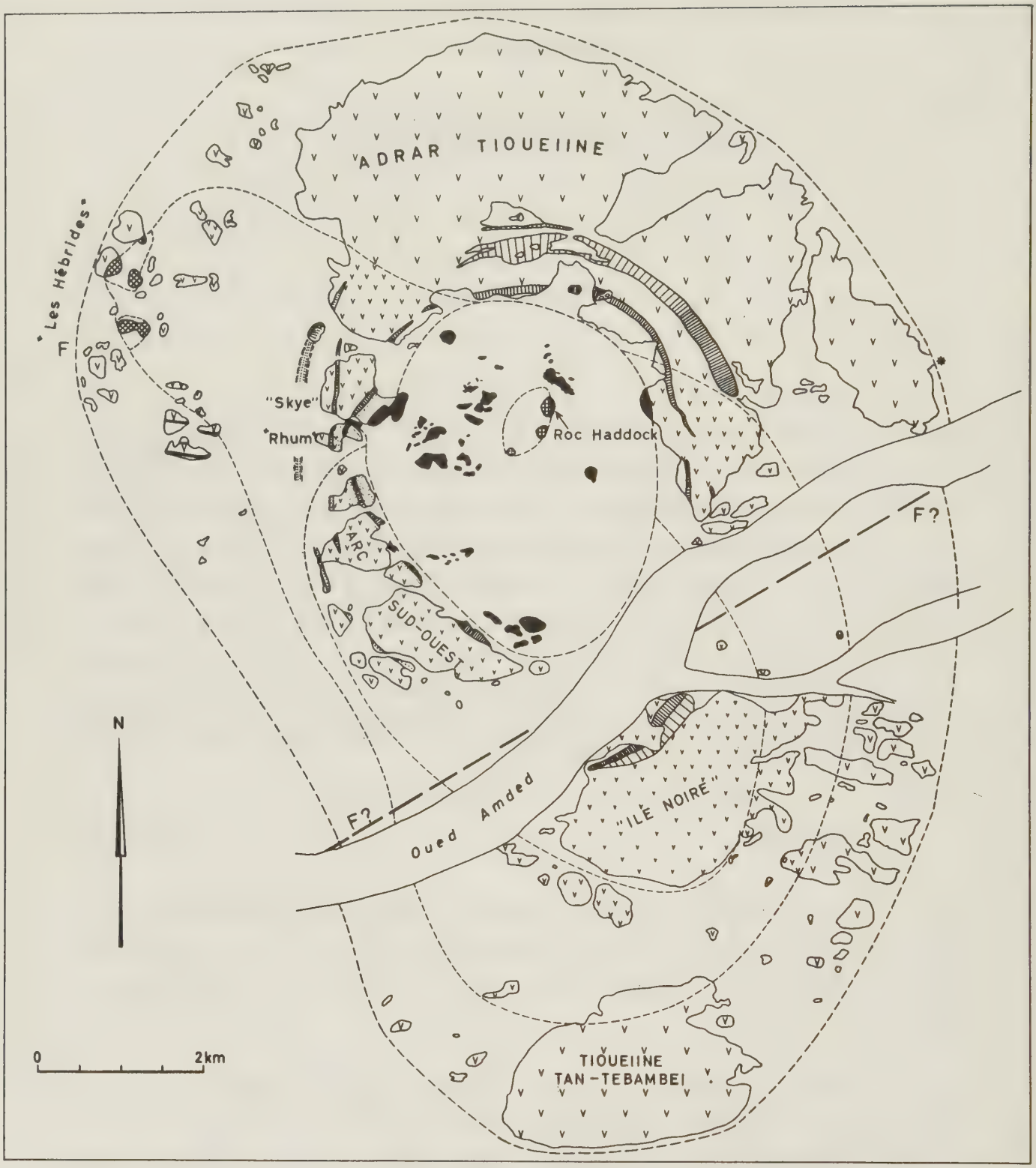
Dans son article de 1955, J. Ranoux donne la première ébauche de cartographie. Il signale l'existence d'une structure concentrique, insiste à juste titre sur la découverte de filons annulaires et pose quelques jalons élémentaires de l'étude pétrographique.

---

(1) La ressemblance avec la célèbre île écossaise est assez frappante sur la carte.

(2) "Rum", autre île écossaise ...

Figure 73 – LE TIOUEIINE



ZONE CENTRALE

- Granite monzonitique à grain moyen
- Enclaves de granite monzonitique à grain fin

FILONS INCURVES

- Syénite quartzifère à mésoperthite
- Granite à mésoperthite
- Filons granitiques et roches hybrides de l'ouest
- Aplite sécante du N.E.

ZONES PERIPHERIQUES

- Granite alcalin grossier du pourtour
  Variation interne moins grossière
- Granite subalcalin à grain moyen de la zone intermédiaire
- Enclaves microgranitiques du N.W.

DIVERS

- Filons felsitiques de l'ouest
- Affleurement du contact avec l'encaissant

En 1958, R. Byramjee étudie l'allure du contact avec l'encaissant et la répartition des diaclases. Il conclut à un léger déversement du massif vers l'Ouest.

Après mes notes de 1959 et 1962, simples rapports de terrain, est venue la datation du massif (Boissonnas et al., 1969) : une isochrone sur roche totale a donné 560 ± 40 MA (Cambrien inférieur), avec une ordonnée à l'origine Sr^{87}/Sr^{86} = 0,705 ± 0,001.

Malgré l'abondance relative de cette bibliographie, rien de détaillé n'avait encore été écrit sur la pétrographie du massif. Il importe donc de remédier à cette lacune et de présenter la synthèse de nos connaissances actuelles.

Or mes études de terrain sont déjà anciennes, elles ont précédé de plusieurs années le travail au laboratoire. Bien des problèmes ne pourront donc être approfondis. C'est dommage, car le massif se place au tout premier rang des Taourirts par son intérêt pétrogénétique.

Cadre structural

L'intrusion granitique mesure 14 x 9 km. Elle traverse des orthoamphibolites [1] et des métavolcanites acides du Pharusien inférieur, juste à l'Est de la discordance intrapharusienne que la carte de M. Gravelle (1969) fait passer à quelques centaines de mètres au large des "Hébrides". Il est donc permis de croire que l'accident installé sur la discordance a contrôlé l'emplacement du Tioueiine, de même qu'il l'a fait pour d'autres massifs plus septentrionaux.

Cette hypothèse est d'autant plus vraisemblable qu'ici comme plus au Nord, l'accident paraît bien avoir joué en coulissage, au moins à un moment de son histoire [2] : en effet, à 5 km au SW du massif, les schistes épizonaux du Pharusien supérieur se montrent affectés par des microplis en chevrons d'axes subverticaux.

---

(1) Partie méridionale du "complexe" de l'oued I-n-Eg'eg'ou (Gravelle, 1969, et ci-après, p. 327).

(2) Un tel mouvement a tendance à ouvrir dans le bâti des fractures obliques de tension, favorables à l'intrusion de magmas.

Admettant à la suite de M. Gravelle (1969) que l'oued Amded suit une faille, j'ai supposé que celle-ci décroche le Taourirt. Le manque d'affleurements rend gratuite cette supposition, mais il convient de rappeler qu'un accident de même direction décale l'Iseddiène par rapport à l'Imehellatène.

Métamorphisme de contact

Le contact n'est visible qu'en un point, au NE, et se trouve faillé par surcroît. Les cornéennes dérivent malheureusement d'un banc peu réactif (métavolcanites acides), et ne renferment pas de paragenèse instructive.

Entre ces volcanites acides et les corps amphiboliques du Nord s'intercale une bande de schistes noduleux à séricite. Extérieurement, les nodules ressembles à de la cordiérite en grains de riz, ou à la rigueur à de l'andalousite; mais sous le microscope, il s'avère impossible de détecter autre chose que du quartz et de la séricite. Cet aspect tacheté paraît bien dû au métamorphisme de contact : le granite se trouve à 300 m, au-delà d'un hiatus sans affleurement.

Les nodules, exactement comme la trame du schiste, sont affectés par un fin microplissement et par une schistosité de crénulation. C'est dire que la déformation mineure de la roche semble connexe de la mise en place du Tioueiine. Pour en être sûr, il faudrait analyser l'attitude de cette schistosité.

2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE DU TIOUEIINE

Le Tioueiine est constitué par l'emboîtement des unités suivantes :

- une périphérie, en granite alcalin à tendance hypersolvus ;
- une zone dite intermédiaire, en granite subalcalin ;
- un système complexe de filons incurvés, dans lequel on observe surtout des roches de type hypersolvus (syénite et granite) ;
- une masse centrale de granite monzonitique.

Les relations sur le terrain et l'évolution du massif ne seront pas traitées dans ce titre 2. L'étude pétrographique s'achèvera par celle de sujets divers (enclaves basiques, filons de felsite ...).

2.1 - LE GRANITE ALCALIN DE LA PERIPHERIE

L'Adrar Tioueiine s.str. et le Tebambei sont constitués presque en totalité par un granite rose à gros grain (analyses K et 60).

Le quartz (25 à 30 % de la roche) forme des amas de 0,5 à 1 cm ou des processions arquées. On reconnaît quelques rares plagioclases blanc-jaunâtre , perdus dans la masse confuse des feldspaths roses ; il n'y a guère de phénocristaux. La biotite, peu abondante ($\lesssim$ 5 %), dessine des mouchetures irrégulières de 1 à 3 mm, et pas plus que les feldspaths, elle ne laisse deviner d'orientation (planche 15, photo 2).

Description des lames minces

Le feldspath potassique, très répandu, forme des cristaux ovales ou rectangulaires. Dans l'ensemble, il est peu ou pas quadrillé et assez souvent maclé Carlsbad.

Le trait dominant est l'abondance des perthites. Dans les échantillons où celles-ci sont le mieux développées, leurs rubans parallèles donnent des aspects de "mésoperthite", caractéristiques des granites hypersolvus. Mais l'intensité de la perthitisation varie d'une lame mince à l'autre, sinon dans chaque préparation. Une étude détaillée permettrait peut-être de voir comment ces variations se répartissent sur le terrain (sont-elles fonction de la distance à l'encaissant ?).

A ces perthites s'ajoutent les indices d'une albitisation poussée : coalescence des rubans donnant des taches diffuses non maclées ; plages à macles polysynthétiques, semblant ± exclure les perthites régulières ; franges et damiers d'albite recoupant les perthites.

Plagioclase. On note toujours un peu de plagioclase indépendant de l'albitisation. Il forme de petits cristaux rectangulaires, maclés albite, à 8-10 % An, parfois zonés jusqu'à l'albite pure avec apparition de myrmékites exiguës. Les lattes sont isolées ou en petits groupes, et disposées en travers des feldspaths-K. Ici encore, le détail varie. Une augmentation — toujours légère — de la teneur en plagioclase a pour corollaire, semble-t-il, la réduction des perthites.

De loin en loin, on reconnaît sans hésiter une ancienne oligoclase magmatique : l'association de séricite abondante et de fluorine en fins granules est significative à cet égard, comme je le montrerai en détail dans la 3ème partie du mémoire (chapitre XVIII).
En outre, il arrive que subsistent des restes très estompés d'une zonation oscillatoire. Ce type de cristal paraît se multiplier vers l'intérieur du massif. Notons que J.P. Quin (1969) signale aussi de rares oligoclases en reliques dans les orthoses des granites perthitiques à hastingsite de Corse.

Ferromagnésiens. Ils sont souvent en fort mauvais état : la biotite se chloritise, ou même se décompose en oxydes de fer + phyllites incolores. On retrouve toutefois des paillettes intactes, d'un vert brunâtre très enfumé (analyse m.32). D'autres biotites, plus brunes, forment des associations symplectiques avec du quartz, et sont certainement tardives.

Des amas ovales de produits oranges ou incolores, tachés de ferraille opaque, sont probablement d'anciens pyroxènes. On aperçoit des restes de ferrohastingsite, reconnaissable à sa teinte vert foncé et surtout à sa quasi uniaxie.

Accessoires. Notons :
- la fluorine : en traînées interstitielles, en plages associées à des amas d'une biotite plus claire que d'habitude, et en granules dans certains plagioclases (cf. supra) ;
- le zircon, à belles sections carrées ;
- l'allanite, ± métamicte ;
- la magnétite ;
- parmi les produits secondaires, des aiguilles brun-jaune en houpettes, présentes dans les craquelures de la roche ou sur les ferromagnésiens altérés. Il s'agit sans doute de stilpnomélane (voir plus loin, page 310).

Ainsi, le granite rose de la périphérie se présente comme une roche d'origine magmatique, très modifiée par des phénomènes deutériques. Il se trouve souvent à la limite des granites "hypersolvus" mais on ne doit qu'exceptionnellement le ranger dans cette catégorie. Bien des échantillons montrent un granite "subsolvus" dont les plagioclases originels ne sont presque jamais conservés à l'état d'oligoclase zonée.

Extérieurement, la roche évoque l'alaskite du Tihaliouine. L'étude au microscope révèle néanmoins des traits distinctifs : perthitisation intense, caractères magmatiques résiduels, paragenèse primaire de haute température. Toutefois, et c'est important, les deux granites ont en commun une albitisation envahissante.

Variations

Vers l'intérieur du massif, le grain tend à diminuer. Les quartz sont moins groupés. Mais ce qu'on discerne le mieux à l'oeil nu, c'est un moindre rassemblement des ferromagnésiens, donc une taille plus faible de ceux-ci. Il semble en outre exister davantage de plagioclases autonomes et moins de belles perthites : le faciès "subsolvus" s'accentue.

Cette variation s'observe sur le bord oriental de "l'Île Noire" et à l'extrémité sud du relief principal de l'Adrar Tioueiine.

Enfin, au seul endroit où le contact externe du massif affleure (cf. page 302), le granite renferme des miaroles creuses. Il est alors tout à fait rouge et à grain moyen.

2.2 - LE GRANITE DE LA ZONE INTERMEDIAIRE

Dans "l'Île Noire" et dans une partie de "l'Arc sud-ouest", le granite, tout en gardant sa teinte rosée, n'a plus du tout la texture du précédent. Des quartz arrondis de 2 ou 3 mm et des feldspaths de 5 mm au maximum, flottent dans une mésostase finement grenue où l'oeil ne distingue qu'un fin saupoudrage de biotites. Les "phénocristaux" sont presque toujours nombreux, mais leur concentration varie de telle manière qu'à la limite, le granite peut sembler presque équigranulaire. Ajoutons qu'on ne discerne aucune fluidalité.

A l'affleurement, cette roche ne donne guère de grandes dalles, mais plutôt des pentes abruptes, des chaos de petites boules, et prend une patine sombre (d'où "l'Ile Noire").

Description des lames minces

Quartz. Les phénocristaux sont arrondis ou polygonaux, et plus ou moins crénelés dans le détail. Certains sont entourés, sinon réunis, par des plages informes de quartz plus récent (planche 17, photo 10).

Feldspath-K. Rectangulaires quand ils n'ont pas été gênés en croissant, les phénocristaux sont moirés ou finement quadrillés, et un peu perthitiques (minces filets rectilignes, rubans irréguliers). Ils se rassemblent parfois, auquel cas leurs limites sont soulignées par des franges d'albite deutérique. Le feldspath-K xénomorphe de la pâte semble moins quadrillé et moins perthitique.

Plagioclase. Il y a autant ou un peu moins de plagioclase que de feldspath-K. Les phénocristaux sont moins nombreux que ceux de quartz et de F_K, mais la proportion s'inverse dans la mésostase. On note toutes les dimensions intermédiaires. Les cristaux sont automorphes, zonés depuis l'oligoclase moyenne jusqu'à la limite de l'albite (le coeur des phénocristaux atteint parfois l'oligoclase calcique à 25 % An). Des synneusis s'observent surtout chez les phénocristaux. Il existe en sus des albites tardives, bien maclées, xénomorphes et non zonées.

Biotite. Petites paillettes à chloritisation parfois commençante. Il n'y a pas d'amphibole, ou rarement.

Accessoires. Ils sont peu abondants (zircon, allanite, sphène, fluorine ...).

L'analyse 61 indique que ce granite serait un peu plus calco-alcalin que celui de la périphérie. Toutefois, l'écart reste minime.

Variations

1. Le granite de la zone intermédiaire présente des variations leucocrates, notamment dans "l'île Noire" (analyse 62). Les caractères texturaux demeurent pour l'essentiel, mais le chimisme devient plus alcalin. Il existe aussi, dans le même contexte, des bouffées franchement aplitiques.

2. Enfin, tout au NW, les "îles Hébrides" recèlent deux très grosses loupes d'un matériel sombre et très fin qui, d'après l'étude au microscope, semble être une variation microgrenue du granite de la zone intermédiaire. Vers l'Est, on passe progressivement à cette dernière roche, par multiplication des phénocristaux et grossissement du grain.

2.3 - LA SYENITE QUARTZIFERE ET LES GRANITES DES FILONS INCURVES

Le Tioueiine se signale avant tout par ses filons "annulaires" (ou mieux : "incurvés", pour reprendre l'adjectif suggéré par J.M. Rémy (1967). Un paragraphe ultérieur sera consacré à leur mode de gisement. Pour l'instant, précisons en seulement la répartition.

Aucun filon ne dessine un anneau vraiment complet. Néanmoins l'un d'eux se suit de manière presque continue autour du lagon central, sauf au SE où le reg masque tout. Un autre, assez ramifié, décrit un quart de cercle à l'extérieur du précédent, dans le quadrant NE ; quelques corps plus ou moins parallèles semblent les relayer dans les îles de l'Ouest. Il existe donc un filon "interne" et un système filonien "externe". Enfin, un arc affleure sur la côte nord de "l'île Noire", ne se raccordant clairement à aucun des autres.

Dans l'ensemble des filons, on identifie diverses variétés de syénite quartzifère et de granite (analyses 63 à 65), unies par tous les termes de transition. Le grain va de fin à moyen, les feldspaths ne dépassant presque jamais 0,5 cm de long. Sauf dans quelques filons secondaires de l'Ouest, toutes ces roches ont en commun des traits précis : d'abord, la nature de leurs feldspaths.

Le feldspath potassique se présente en rectangles ou en ovales maclés Carlsbad. Le quadrillage du microcline manque ; tout au plus voit-on parfois un fin moirage. Les cristaux sont bourrés de perthites parallèles, qui forment des arêtes de poisson accrochées aux lignes de macle Carlsbad. C'est l'aspect appelé mésoperthite. A l'oeil nu, on voit miroiter d'innombrables facettes rectangulaires, qui donnent aux échantillons un aspect bien cristallisé.

L'albite ne forme que des plages d'albitisation : franges et échiquiers de petits cristaux maclés, interrompant les rubans non maclés de la perthite, et taches correspondant à l'élargissement démesuré des perthites. Il n'y a pas de plagioclase autonome, fait qui met ces roches à part du granite grossier de la périphérie (planche 16, photo 5).

Ces caractères des feldspaths définissent les granites et syénites de type "hypersolvus".

Les ferromagnésiens et les accessoires ne sont pas moins typiques. Mais comme ils se raréfient beaucoup quand on passe des syénites aux granites les plus différenciés, je les décrirai avec les premières de ces roches.

Les syénites quartzifères

Elles forment l'anneau interne, l'extrémité SE du système externe et une partie de l'arc de "l'île Noire". Leur patine sombre les inscrit assez nettement dans le paysage [1] (planche 13, n° 6). La cassure fraîche est foncée, en général d'un brun jaune cireux, avec parfois des reflets bleus (schillérisation des feldspaths).

---

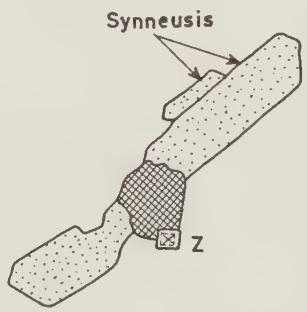
(1) Le contraste avec les granites de la périphérie et de la zone intermédiaires n'est malgré tout pas très accusé, ces roches ayant elles-mêmes une patine d'un gris soutenu.

Dans le quadrant NE, le grain est relativement fin et la masse feldspathique prend sous le microscope un aspect confus, dû à l'extrême enchevêtrement des plages d'albitisation. C'est à l'Ouest que les feldspaths atteignent leur taille maximale (0,5 cm), avec un habitus bien régulier.

Les minéraux ferromagnésiens. Passons sur la biotite, rare, dont le pléochroïsme va du brun-jaune à une nuance enfumée presque noire, et insistons sur les autres minéraux : amphibole et clinopyroxène, qui forment au maximum 10 % de la roche.

L'amphibole chemise souvent les pyroxènes (fig. 74), mais apparaît très souvent aussi en individus isolés. Dans un cas comme dans l'autre, ses cristaux ont tendance à se prolonger par des bras interstitiels, si bien que l'on n'observe jamais de prismes automorphes.

Cette amphibole, pratiquement uniaxe, est une ferrohastingsite. Sa couleur - d'un vert très soutenu - et sa dispersion relativement modérée, empêchent la confusion avec certaines amphiboles sodiques dont le 2V peut être nul.



Figures 74 et 75 — DÉTAILS DANS LA SYÉNITE DU TIOUEIINE

74 – Corrosion de la hedenbergite par de la ferrohastingsite (Fh)

75 – Allanite, hedenbergite, zircon (Z)

Le clinopyroxène, de teinte vert très clair, est dans l'ensemble moins abondant, mais certaines lames minces le montrent à égalité avec l'amphibole. Il forme des prismes émoussés (souvent groupés ou alignés par deux ou trois), voire de petits globules. Une corrosion par le magma est suggérée par cet habitus, et se trouve confirmée par les nombreux cristaux que l'on voit à divers stades de remplacement par l'amphibole (n'_g = 1, 724-1,725 ; n'_p = 1,713)[1].

Un clinopyroxène associé à la ferrohastingsite ne peut être que très pauvre en magnésium. Une analyse partielle à la microsonde de Castaing semble confirmer l'attribution à la hedenbergite ou à la ferrohedenbergite (analyse n° X). $2V_z = 62,5°$; $Z\hat{}c = 44°$; $n'_g = 1,741$; $n'_m = 1,738$[1].
Ainsi, comme on pouvait l'attendre, la cristallisation du pyroxène a précédé celle de l'amphibole. De manière significative, l'habitus à la fois ramassé et interstitiel de ce dernier minéral reflète ici

---

1 Mesures inédites de J. Fabriès.

la valeur du rapport al/alk, pratiquement égale à 1 (analyses 63 et 64) ; on sait en effet que le développement interstitiel des ferromagnésiens caractérise les granites dits hyperalcalins, qui en fait sont hypo-alumineux.

Les minéraux accessoires. La fluorine paraît fréquente, mais citons surtout le zircon, l'allanite et la magnétite, remarquablement bien cristallisés. Les sections de zircon sont carrées et un peu zonées. L'allanite est presque toujours très fraîche, d'un brun jaunâtre uniforme. Il est curieux de la voir parfois s'associer bout à bout à des pyroxènes (fig. 75), accolement réalisé de toute évidence dans le magma.

Les produits d'altération deutérique. En toute rigueur, il faudrait ranger l'albite tardive sous cette rubrique. On observe en plus trois phénomènes symptomatiques :

1. Certaines amphiboles ont des bordures bleues, très sporadiques et étroites, associées à des amas d'oxydes de fer. D'autres se font gangrener par des houppes incolores ou bleuâtres d'amphibole fibreuse. Le minéral bleu semble bien être de la riébeckite (Quin, 1969 ; Fabriès et Rocci, 1972).

2. La présence de stilpnomélane a déjà été mentionnée à propos du granite grossier de la périphérie. Ici, ce minéral se développe beaucoup, principalement sur les ferromagnésiens, mais parfois aussi dans les craquelures de la masse quartzofeldspathique. Il forme de courtes aiguilles brun-jaune d'aspect phylliteux (avec extinction droite et allongement +), souvent groupées de façon plus ou moins radiaire. L'attribution au stilpnomélane résulte essentiellement d'une étude qualitative à la microsonde : on a trouvé en effet beaucoup de Si et de Fe, une proportion notable d'Al, peu de Ca et de Mg, et presque pas de K (cf. aussi Fabriès et Rocci, op. cit.).

3. Enfin, les amphiboles et plus encore les pyroxènes sont souvent envahis par une altération brun-jaune à rouge, consistant sans doute en oxydes de fer hydratés.

Les granites des filons incurvés

Leur grain ne dépasse guère 2 à 3 mm. La couleur vire au jaune pâle. Les quartz sont arrondis ou polygonaux, et isolés. La pâte feldspathique garde son aspect homogène et très cristallin ; dans les variations aplitiques, on voit flotter de petits phénocristaux formés par les mêmes quartz et par les mêmes feldspaths rectangulaires.

Les pyroxènes semblent faire défaut, soit qu'ils n'aient pas cristallisé, soit qu'ils aient été détruits. L'amphibole est plus rare que dans les syénites, et beaucoup plus altérée. A la limite, certains échantillons ne laissent plus voir que des amas de phyllites incolores et d'oxydes de fer noirs et rouges. Notons aussi des taches minuscules d'amphibole bleue (riebeckite ?) au milieu de gros amas d'opaques.

Dans certains filons de l'Ouest, le granite est rose, moins régulièrement cristallisé et "à deux feldspaths" (F. potassique dominant, plagioclase acide en lattes séparées).

2.4 - LE GRANITE DE LA PLAINE CENTRALE

Quelques îlots émergent du "lagon". Ils sont formés de dalles grises assez claires. Le granite est lui-même peu coloré, d'un blanc sale piqueté de points noirs. Son grain va de 1 ou 2 mm pour la plupart des quartz, des feldspaths et des ferromagnésiens, jusqu'à 5 mm pour les gros feldspaths. Ces derniers sont en général peu automorphes et ne suffisent pas à créer une vraie texture porphyroïde. Aux plagioclases blancs s'opposent discrètement des feldspaths potassiques gris, à peine rosés.

Parmi les ferromagnésiens, on aperçoit des bâtonnets d'amphibole. Plusieurs échantillons montrent des amas noirs de biotite et d'amphibole, mesurant de 3 à 5 mm et espacés de quelques centimètres : il peut s'agir d'anciens phénocristaux, pseudomorphosés et ayant perdu leurs formes par réaction avec le magma. Une légère fluidalité apparaît souvent, matérialisée par les ferromagnésiens.

Les lames minces

La texture et la composition sont celles d'un granite monzonitique (analyse 67) à plagioclases automorphes.

Plagioclases. Il s'agit d'oligoclase zonée (environ An 25 % - An 10 %). Les synneusis sont nombreuses [1], de même que les coeurs corrodés ("patchy-zoning"). Dans la mésostase (quand celle-ci existe), l'oligoclase paraît moins zonée et souvent moins automorphe.

Feldspath potassique. Il est présent parmi les phénocristaux, sous la forme d'individus maclés Carlsbad, mal quadrillés mais souvent moirés, et un peu perthitiques (traînées irrégulières, minces filets rectilignes). Les grains de la mésostase sont moins maclés et moins automorphes, voire interstitiels (planche 17, photo 6).

Les phénocristaux, qu'ils soient de plagioclase ou de K-feldspath, englobent souvent sur leurs bords des inclusions de la pâte, des traînées de quartz en gouttelettes. A noter un peu de myrmékite.

Ferromagnésiens (10 à 15 % de la roche). Biotite brun-verdâtre, chloritisée par place, et hornblende hastingsitique un peu moins abondante. Le mica pousse souvent sur l'amphibole.

Accessoires. Zircon, allanite, apatite, sphène. Epidote dans les plagioclases, connexe d'un début de séricitisation.

Variation microgrenue du granite central

Au milieu du "lagon", plusieurs îlots - le "Roc Haddock" en particulier - sont constitués par un granite gris à grain fin, pauvre en phénocristaux. Le mode de gisement est celui d'une grande enclave dans le granite central. Une mince zone de transition sépare les deux roches.

Les lames minces montrent une abondance d'oligoclase automorphe zonée. Le felspath potassique, moiré plutôt que quadrillé, est un peu moins abondant. Il tend à être interstitiel. La hornblende est moins répandue que la biotite.

D'après les analyses chimiques (n° 68 et 69), cette roche s'apparente au granite environnant, à ceci près qu'elle renferme plus de chaux.

L'analogie avec les granites fins du coeur d'Iseddiène s'impose.

---

(1) Planche 17, photo 4.

2.5 - LES ENCLAVES BASIQUES ("DYKES SYNPLUTONIQUES" ET ENCLAVES ISOLEES), ET LES FILONS TARDIFS DE FELSITE

Les enclaves sombres

On en connaît diverses variétés, réparties dans l'ensemble du massif (sauf dans les filons incurvés).

Cas de la périphérie et de la zone intermédiaire

-1- Des restes de filons subsistent dans le Sud des "Hébrides". Ils mesurent au moins 10 à 20 m de long, 1 m de large, mais le reg en masque peut-être des tronçons. Orientés N 90° à N 100° E, ils sont constitués par une microdiorite peu quartzique à laquelle des altérations intenses (développement de chlorite, de saussurite, ...) communiquent des reflets verts. Les filons appartiennent sans aucun doute à l'histoire du Tioueiine. On ne les suit pas dans l'encaissant.

-2- D'autres filons ont éclaté en fragments anguleux. Tantôt presque imbriqués les uns avec les autres, tantôt plus dispersés, les morceaux dessinent sur les dalles des alignements bien reconnaissables. Chaque essaim, chaque "filon", est orienté environ Est-Ouest, comme les précédents. Il se suit sur plusieurs mètres avec une puissance de l'ordre du mètre. J'en ai recensé trois, tous situés vers le Nord de "l'Arc sud-ouest". Le plus important s'observe dans le Sud de "Skye", à quelques mètres du contact de la zone centrale ; il affleure à peu près dans le prolongement des filons précédents, mais se trouve constitué par une roche un peu différente ; la microdiorite est plus compacte, plus noire, sans quartz. On n'y voit pas de microcline secondaire.

Dans ce cas comme dans le précédent, nous avons sans doute affaire à des "dykes synplutoniques" (bibliographie et discussion dans Walker, 1969 ; Berger et Pitcher 1970 ; Pitcher et Berger 1972, p. 336). D'après le premier des auteurs cités, si un milieu visqueux est soumis à une contrainte brutale, il peut se fracturer.

Ceci admis, au Tioueiine, le matériau granitique "jouait" encore suffisamment pour briser les filons, mais ne pouvait plus disperser les fragments. C'est une circonstance où l'expression "précurseurs basiques" serait tout à fait impropre.

-3- Il existe enfin des fuseaux noirs, isolés, longs de 10 à 20 cm. On les rencontre surtout dans la moitié sud de "l'Arc sud-ouest". La microdiorite est plus quartzique que celle des enclaves alignées. Le quartz forme des grains anguleux, englobant plagioclases automorphes et biotites.

L'un des échantillons renferme par exception des phénocristaux de labrador. Or ceux-ci ont commencé à fondre sur leur pourtour et le long de craquelures. Les golfes de corrosion ainsi formés se trouvent remplis par les minéraux de la mésostase : oligoclase, ferromagnésiens, apatite aciculaire. On note aussi d'anciens grands cristaux de ferromagnésiens, remplacés par des amas parfois radiés de hornblende, biotite et sphène.

Cas de la zone centrale

Les enclaves basiques de la zone centrale sont des boules ou des disques de couleur grise, dont le diamètre va de quelques cm à 1 m.

D'anciens phénocristaux de hornblende ont recristallisé en donnant des agrégats de biotite et d'une hornblende à 2V assez fort (donc différente de la hastingsite des granites). Des mosaïques d'oligoclase à 20 % An et de quartz s'ajoutent aux longues baguettes du plagioclase, si bien que la composition peut passer à celle d'une granodiorite. On remarque un peu de microcline interstitiel.

Conclusion : les enclaves basiques du Tioueiine présentent une gamme intéressante de formes et de composition. Les boules et les fuseaux sont constitués de microdiorite quartzique, et renferment en principe un peu de microcline. Elles paraissent nettement contaminées par le magma granitique. D'autres enclaves sont des fragments de filons mis en place peu avant la consolidation définitive du massif ; leur constitution semble plus homogène (microdiorites sans quartz ni feldspath-K) et traduirait une contamination moindre.

Les filons felsitiques

A 1 500 m à l'Ouest de "l'Île de Rum", les "Hébrides" méridionales sont traversées par un réseau de filons acides. La direction avoisine Est-Ouest, comme celle des filons basiques du même secteur. Mais ici, il s'agit bien de formations sécantes, tardives, que l'on suit sur quelques centaines de mètres de long. Elles sont constituées par une pâte felsitique ; les phénocristaux, quand on en voit, sont de petite taille (quartz à golfes de corrosion, orthose cryptoperthitique commençant à se quadriller par places ...).

Ces filons sont bien distincts des aplites banales que l'on rencontre ici et là dans le Tioueiine. A eux seuls, ils ne suffiraient guère à donner un cachet subvolcanique au massif. Mais leur coexistence avec des filons annulaires paraît significative. Les Taourirts n'en offrent d'autre exemple que dans l'Iskel, étudié au chapitre suivant.

3 - RELATIONS DES UNITES CONCENTRIQUES - MODE DE GISEMENT DES FILONS INCURVES

3.1 - RELATIONS DE LA PERIPHERIE ET DE LA ZONE INTERMEDIAIRE

Il a été indiqué plus haut (page 305) que le granite de la périphérie change un peu vers l'intérieur du massif : les quartz et les ferromagnésiens commencent à se disperser. La zone intermédiaire survient brusquement dans l'Est de "l'Île Noire", après un contact net. Mais rien ne permet d'interpréter la limite, au demeurant fort difficile à suivre : on ne voit ni filon ni faciès de bordure dans l'un ou l'autre des granites.

Eloignons-nous de l'oued Amded le long de "l'Arc sud-ouest". Peu à peu, le granite de la zone intermédiaire fait place au granite de la périphérie. Dans le Nord de l'arc, la roche est devenue grossière ; mais elle renferme encore des bouffées de quelques m^3 où l'on reconnaît le granite de la zone intermédiaire, sous un aspect beaucoup plus fin et avec une composition un peu plus riche en amphibole.

Que faut-il penser de rapports aussi mal définis ? Puisqu'on cherche en vain de bons indices d'une succession dans le temps, il paraît naturel de penser à deux formes d'une même venue. Le pourtour et la zone intermédiaire ne constitueraient donc qu'une seule grande unité.

3.2 - CONTACT DE LA ZONE CENTRALE

Le granite central est limité par un vrai contact, qui paraît subvertical. A l'Ouest, il pousse une apophyse dans le détroit séparant les îles de "Skye" et de "Rum", et ce faisant, il recoupe le granite alcalin grossier, la syénite de l'anneau interne ainsi qu'un filon accompagnateur d'aplite. Au N.NE, une apophyse du même granite traverse le granite grossier et un filon appartenant au système annulaire externe ; elle se montre enrichie sur ses bords en ferromagnésiens, avec une fluidalité parallèle aux épontes. Sous le microscope, ces deux apophyses présentent des textures magmatiques particulièrement belles (synneusis de plagioclases, zonation du feldspath-K : planche 14, photo 1).

La zone centrale est donc postérieure aux autres, ainsi qu'aux filons annulaires.

3.3 - MODE DE GISEMENT DES FILONS INCURVES

Un filon incurvé peut être un "ring-dyke", vertical ou à pendage externe, ou bien un "cone-sheet", incliné vers l'intérieur. En Ahaggar, de tels filons sont représentés surtout dans les complexes hypovolcaniques de l'Amadror méridional, décrits par J.M. Rémy (surtout 1967). De par leur âge post-crétacé supérieur et leur composition (trachytes, syénites, etc.) ces appareils n'ont strictement rien à voir avec nos Taourirts.

Plus proches de mon sujet sont les massifs cambriens de la région d'In-Zize. Y. Le Fur (1966) y signale des structures emboîtées, mais ne fait pas clairement ressortir s'il existe de véritables ring-dykes ; aucune de ses descriptions pétrographiques ne rappelle la syénite à ferrohastingsite du Tioueiine[1].

Il semble que ce soit tout pour l'Ahaggar, Tioueiine mis à part. Comment alors se présentent les filons annulaires de notre massif ?

Secteur nord et nord est

Le filon interne, constitué tout au long par une variété assez fine de la syénite quartzifère, est le plus simple et le mieux individualisé.

Il atteint 20 m de puissance. Un tronçon situé au NE ressort très bien sur la photo-aérienne NF 31 XVI-XVII n° 118. Près du rembrayage alluvial qui interrompt le filon au N.NE, on peut observer un pendage d'environ 60 ° vers l'extérieur[2]. Les contacts sont nets et jalonnés à certains endroits par quelques centimètres d'une bordure figée plus fine. Aucune trace d'écrasement n'est visible aux épontes.

Plus au SE, le filon monte à mi-pente sur une centaine de mètres. Il paraît alors se coucher, il s'amincit et finit par ne plus avoir que quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Puis on le perd.

---

(1) Je laisse ici de côté la comparaison avec les granites hyperalcalins de l'Adrar des Iforas, qui sont très probablement contemporains des appareils d'In-Zize. Le texte de R. Karpoff (1960) laisse entrevoir des analogies dans le domaine pétrographique, et mentionne des "dykes courbes".

(2) A cet endroit, le filon est recoupé par une petite masse de granite alcalin rose à grain fin (analyse 66). J. Ranoux (1955) remarquait que les grains de cassitérite repérés en roche occupent des microfissures du granite grossier, tout près du filon interne, plus précisément à proximité du contact avec des corps tardifs de granite alcalin qui auraient apporté la minéralisation.

La formation externe m'a semblé débuter brusquement à l'Est avec sa largeur maximale, qui dépasse 100 m. Elle est syénitique à cet endroit, et le reste tant que le filon se tient sur les pentes inférieures. La syénite quartzifère enclave quelques masses assez difuses d'un granite plus grossier à mésoperthite, qui évoque la roche de la périphérie du massif. Sur le bord ouest du filon, on observe en alternance des septa de ce granite grossier et des passées syénitiques, ces dernières étant localement enrichies en traînées sinueuses d'amphibole ; le tracé ondule et les limites sont floues.

Plus au Nord, l'altitude augmente rapidement, la puissance du filon diminue. En 100 ou 200 m de dénivellation, la syénite cède la place à du granite.

Puis la ligne de crête s'abaisse à nouveau pour former un grand col. Le filon commence alors à se partager en plusieurs ramifications, dont la carte ne propose qu'un schéma. La composition reste granitique ; le filon le plus externe et le plus mince est même constitué d'aplite. Un pendage d'environ 50° vers l'extérieur se devine parfois. Sur le bord interne de certains filons, on peut remarquer des faciès aplitiques de bordure, épais de 30 cm.

Droit au Nord du "lagon" central, le granite à mésoperthite des filons s'épanouit largement(1), tout en renfermant des îlots de granite grossier. Les limites sont difficiles à préciser. Cet élargissement est marqué dans la topographie par une falaise verticale.

Ainsi, cette formation externe ne semble pas toujours limitée par des contacts nets. Entre le granite à mésoperthite des filons et le granite grossier des hauts reliefs, il n'existe parfois qu'une différence de grain : en effet, le granite grossier tend vers le type hypersolvus, et certains échantillons pris non loin des filons sont à mésoperthite caractérisée, sans plagioclase autonome.

---

(1) Il paraît alors correspondre à la masse dont J. Ranoux (1955) faisait une intrusion distincte, postérieure à tout le reste ("granite type 4").

Secteur sud

L'arc filonien de "l'Ile Noire" présente l'originalité d'être zoné latéralement : sa moitié interne est formée de syénite, sa moitié externe de granite. Le passage d'une roche à l'autre paraît très rapide, mais on ne voit pas de vrai contact.

Secteur ouest

-1- Le filon interne et les roches hybrides

Le filon est constitué dans l'île de "Skye" par une belle syénite bleue à cristallinité régulière. Contre son bord interne apparaît une roche problématique. L'affleurement de celle-ci mesure 2 ou 3 ha ; c'est une sorte de tache diffuse qui passe au granite grossier de la périphérie mais se fait recouper par la zone centrale (fig. 73).

On est frappé par certains caractères fluctuants de la roche. Le grain est assez grossier. La pâte feldspathique, rose terne avec quelques plages blanches, a une cristallinité irrégulière. En principe, le quartz est peu abondant, mais sa teneur varie beaucoup. Il y a au total 10 ou 15 % de ferromagnésiens, mais ils sont inégalement répartis ; on les voit serpenter sous forme de traînées, à proximité desquelles la raréfaction du quartz est particulièrement évidente.

Sous le microscope, la texture apparaît des plus complexes et ne peut s'interpréter que si l'on admet plusieurs phases de cristallisation magmatique. Ainsi, il existe de grosses oligoclases de type automorphe et zoné. D'autres, encore assez volumineuses, sont incluses dans les précédentes, et par leurs caractères morphologiques, elles semblent être des fragments de cristaux automorphes : on dirait même des xénocristaux (planche 17, photo 1). Autre point intéressant, une même lame mince a montré deux variétés d'amphibole : ferrohastingsite uniaxe, (ferro) hastingsite à 2V appréciable.

Par ailleurs, la roche contient beaucoup de microcline ± perthitique, des oligoclases en synneusis, de la biotite.

Cette roche combine les caractéristiques de la syénite toute proche et celles du granite périphérique auquel elle passe progressivement. Compte tenu en outre de la répartition hétérogène de ses minéraux, on peut la considérer comme un hybride formé par le mélange de deux magmas synchrones : l'un syénitique, l'autre granitique [1].

Sur l'île de "Rum" et sur ses voisines méridionales, on parvient à définir un filon principal de syénite bleue, très redressé, voire vertical (planche 13, photo 6). Mais il existe tout un chevelu de satellites plus ou moins granitiques, dépourvus de contacts nets. Le granite environnant donne l'impression d'être imbibé par la matière des filons. Sans doute retrouverait-on ici d'autres exemples d'hybridation.

-2- Les filons granitiques du réseau externe

La cartographie du réseau externe n'est qu'approchée, comme au Nord. Bien que tous les filons soient formés de granite rose à grain moyen (2 mm) ou fin, on note des différences de l'un à l'autre : grain constant ou hétérogène, teneur inégale en biotite, prédominance des mésoperthites ou texture de granite alcalin banal à albite autonome et feldspath-K. Les feldspaths n'ont que rarement cette forme rectangulaire qui les rend si typiques dans les filons des autres parties du massif.

Le filon traversant l'Ouest de "Skye" et de "Rum" renferme sur la côte sud de cette dernière île une accumulation remarquable d'enclaves (fig. 76). On y voit côte à côte des copeaux noirs de microdiorite, des enclaves microgrenues grises, des blocs d'une syénite grossière (rappelant la roche hybride de "Skye") et des fragments d'aplite.

---

(1) L'abondance d'oligoclase suggère ici les conditions de la zone intermédiaire.

Les enclaves sont anguleuses pour la plupart, les unes avec un contour encore très net, d'autres plus estompées. Quelle que soit la manière dont il faut interpréter cet affleurement dans le détail, deux choses sont claires :

1. la juxtaposition d'enclaves aussi différentes ne peut s'expliquer que par un brassage mécanique,

2. le filon est tardif dans l'histoire du réseau incurvé (postérieur en tout cas au filon interne).

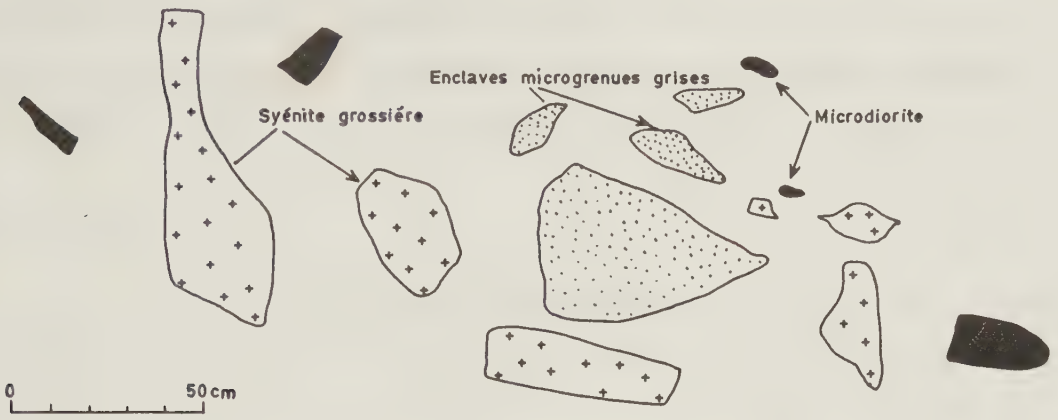


Figure 76

Les caractères essentiels des filons incurvés du Tioueiine

On ne peut guère rattacher ces formations aux modèles classiques de filons annulaires. Un "ring-dyke", un "cone-sheet", tel que nous le présente la bibliographie, a des contacts francs, même quand il s'effiloche en filons secondaires ; généralement, il est de composition homogène.

Or les filons du Tioueiine ne présentent pas ces caractéristiques. Aux "ring-dykes", ils n'empruntent que le dessin incurvé et le fort pendage externe. Pour le reste, ils font figure de cas particuliers.

En effet, on voit un même filon être constitué tantôt par une syénite quartzifère renfermant jusqu'à 10 % de minéraux ferromagnésiens, tantôt par un granite hololeucocrate. Dans "l'Ile Noire", ces deux termes sont accolés ; dans le filon externe au NE, le granite semble relayer la syénite en altitude.

On remarque aussi des variations significatives du mode de gisement. Le filon interne a des bords nets dans le quadrant NE ; or il n'est formé que de syénite. Les arcs de granite hypersolvus paraissent beaucoup plus flous [(1)]. Aussi y aurait-il eu deux épisodes de fracturation ; au Nord, le dyke interne serait plus jeune que le système externe.

De par leur composition minéralogique (mésoperthites, ferrohastingsite ...), les roches hypersolvus des filons et le granite grossier du pourtour sont de toute évidence apparentés. Rappelons que dans les complexes annulaires, les syénites paraissent souvent liées à des granites à hastingsite (Billings, 1956 ; Jacobson et al., 1958 ; D. Turner, 1963).

4 - EVOLUTION DU TIOUEIINE

L'ensemble des zones périphérique et intermédiaire

Pour comprendre les relations de ces deux zones, il nous faudrait bien davantage d'analyses de roches et de minéraux. D'après les analyses 60 et 61, la périphérie serait un peu plus siliceuse et calco-magnésienne : mais il ne s'agit là que d'une toute première impression.

On peut s'inspirer d'études comme celle de F. Karner (1968) sur l'intrusion de Tunk Lake (Etat du Maine, USA). Ce massif comprend plusieurs zones emboîtées sans limites nettes. A la périphérie s'observe du granite hypersolvus à augite aegyrinique, au centre du granite subsolvus à biotite, et entre les deux une série d'intermédiaires ; la zone de transition renferme de petites masses avant-coureuses de la roche centrale, plus finement grenues que celle-ci. La consolidation progressait de l'extérieur vers l'intérieur, cependant que de l'eau chargée en silice allait se concentrer peu à peu au coeur de l'intrusion. D'où un changement progressif du chimisme et des conditions de la cristallisation.

---

(1) J'exclus de cette discussion les filons "à deux feldspaths" de l'Ouest, ainsi que certains satellites aplitiques du système externe au Nord. Tous sont nettement sécants.

Ce modèle a pour lui d'avoir déjà été argumenté de manière précise sur des exemples, et de bien rendre compte du passage assez progressif observé sur le terrain. Les bouffées presque microgrenues de granite subsolvus qui semblent annoncer la zone intermédiaire dans le domaine périphérique (voir page 315), traduiraient une répartition inégale de l'eau. D'autre part, R. Byramjee (1958) notait que l'un des systèmes de diaclases de "l'arc sud-ouest" ne se retrouve pas alentour : il en concluait que la zone intermédiaire est peut-être un peu plus jeune que la périphérie.

D'autre modèles sont concevables : mais ils ne bénéficient pas de ces quelques présomptions.

Les filons incurvés

D'après S. Shand (1949), il ne saurait exister de magma syénitique indépendant. Dans le cas général, ce magma dériverait d'un bain granitique. L'idée qu'il s'agit d'un cumulat a souvent été exprimée (Shand, op. cit. ; Upton, 1961 ; Grant et al., 1971[1] ; Young, 1972 ; Brown et Bowden, 1973).

On peut imaginer le processus suivant, qui aurait affecté la première unité mise en place (futures zones périphérique et intermédiaire). Avant que la cristallisation n'ait gagné le coeur du réservoir magmatique, un léger effondrement central provoque l'ouverture de fentes arquées. J'ai déjà laissé prévoir l'existence de deux saccades. La première fissure pompe d'abord du magma granitique, mais le liquide syénitique commence à suivre par en dessous : ceci explique les variations observées en fonction de l'altitude dans le filon externe du Nord-Est[2]. Seconde fracture, plus interne : il n'y monte que du magma syénitique. Dans "l'île Noire", le processus aurait été continu, d'où l'accolement latéral de la syénite au granite.

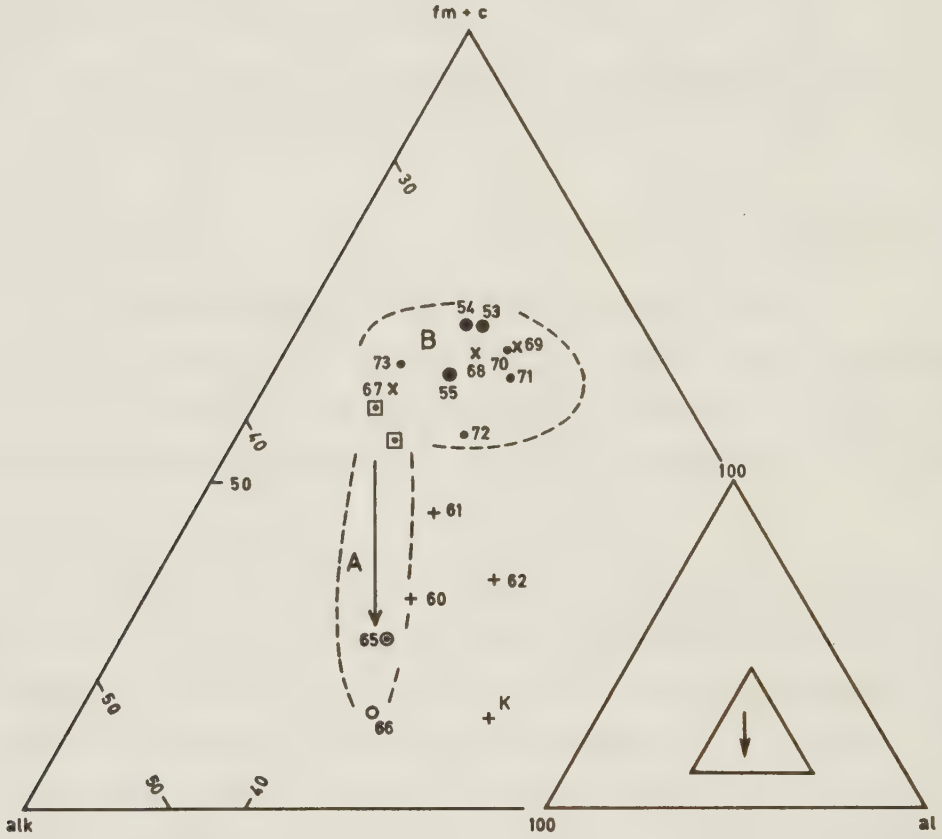
---

(1) Contr. Miner. Petrol., 31, pp. 300-320.

(2) Il y aurait bien eu différenciation par gravité, mais avant la mise en place au niveau d'affleurement.

Le diagramme de la figure 77 montre bien comment, de la syénite au granite, la somme fm + c diminue tandis que le rapport al/alk reste constant et proche de 1 (1). Il suggère aussi que l'aplite sécante de l'analyse 66 (2) représente pour ces roches le terme de l'évolution ; elle a cristallisé à partir d'un magma résiduel hydraté (caractère subsolvus).

Figure 77
Diagramme triangulaire en paramètres de Niggli pour le Tfoueiine l'Aouilène et le Taharhaït-n-Abror



Tioueiine (analyses K et 60 à 69):
+ Granites de la périphérie
⊡ Syénite des filons incurvés
● Granite des filons incurvés
o Aplite sécante, semblant liée aux filons incurvés
x Granite central (67) et l'enclave du Roc Haddock (68-69)

•70 Analyses 70 à 73: Aouilène
●55 Analyses 53 à 55: granites monzonitiques du Taharhaït-n-Abror

Domaine A : filons incurvés du Tioueiine
Domaine B : granites monzonitiques des trois massifs

---

(1) La ferrohastingsite soutire alumine et soude au bain, et ne représente que quelques % de la roche. D'où la constance du rapport al/alk.

(2) Présentée en note infrapaginale, p. 317.

La fréquence des bordures floues (filons granitiques du Nord, hybride de "Skye") s'expliquerait par l'intrusion dans un granite inachevé.

> A priori, on n'imagine guère la fracturation d'un milieu non consolidé. Il semble pourtant que des fissures puissent naître dans un magma visqueux, quand celui-ci est soumis à une contrainte brutale (Walker, 1969) : le problème se posait déjà ci-dessus à propos des dykes bréchiques de microdiorite.

Le granite central, témoin de nouvelles conditions pétrogénétiques

Plusieurs particularités du Tioueiine sont révélatrices d'une origine profonde : roches à tendance hypersolvus dérivant de magmas relativement chauds et secs ; enclaves basiques, abondantes surtout dans le centre ; faible valeur (0,705) de Sr^{87}/Sr^{86} initial (Boissonnas et al., 1969). Or on voit mal comment le granite central pourrait dériver des autres ; son chimisme monzonitique, sa richesse en enclaves de microdiorite indiquent un nouvel épisode de fusion en profondeur.

Pour essayer de comprendre ceci, il importe de replacer le Tioueiine dans l'évolution structurale de son encaissant. L'orogenèse pharusienne s'achevait. Les rejeux d'accidents devenaient sporadiques et coupés par des périodes de repos. Or on admet aujourd'hui (Martin et Piwinskii, 1972) que le chimisme des magmas d'origine profonde est induit au niveau de la lithosphère par des compressions ou distensions de plaques : au Tioueiine, les roches hypersolvus ont pris naissance grâce à une baisse de pression (Bonin et al. 1972), tandis que le granite central se relierait à une phase ultime de compression.

CONCLUSION A L'ETUDE DU TIOUEIINE

Si le Tioueiine n'existait pas, il faudrait l'inventer. Cette fois, nous avons la preuve d'une fissuration annulaire. Or ce phénomène, nous ne l'envisagions qu'avec doute à l'Iseddiène et au Tihaliouine. Mais il ne s'agit pas encore des jeux de piston à grande échelle qui ont donné naissance aux structures annulaires des plus beaux complexes subvolcaniques.

La pétrographie est plus variée, plus contrastée que dans les autres Taourirts. Un granite monzonitique succède à des roches de type hypersolvus, traduisant peut-être le caractère saccadé des mouvements fini-orogéniques.

Remarquons que la succession : filon externe, filon interne et zone centrale, correspond bien à un déplacement centripète de l'activité, comme il advient le plus souvent.

SECTION B

LE TI-N-ERIT

Le Ti-n-Erit se trouve dans le coin SW de la feuille Ti-n-Fekli. Avec ses 19 km de long, il est plus étendu que la moyenne des "unités Taourirts". Son grand axe est sensiblement parallèle à celui du Taharhaït-n-Abror tout proche ; il a aussi la direction de l'alignement Iseddiène-Teg'orak.

A l'Ouest et au Nord-Est, le Ti-n-Erit traverse le lobe sud-ouest du pluton d'Abadale, vaste ensemble à bords diffus qui appartient au type Temerer'it (Lelubre, 1952, et voir ci-dessus page 37). Au Sud-Est, il est plus ou moins concordant avec un grand arc d'amphibolites. Au contact sud-ouest s'observent des diorites massives à grain souvent très grossier, ainsi que des gabbros et même une cortlandite.

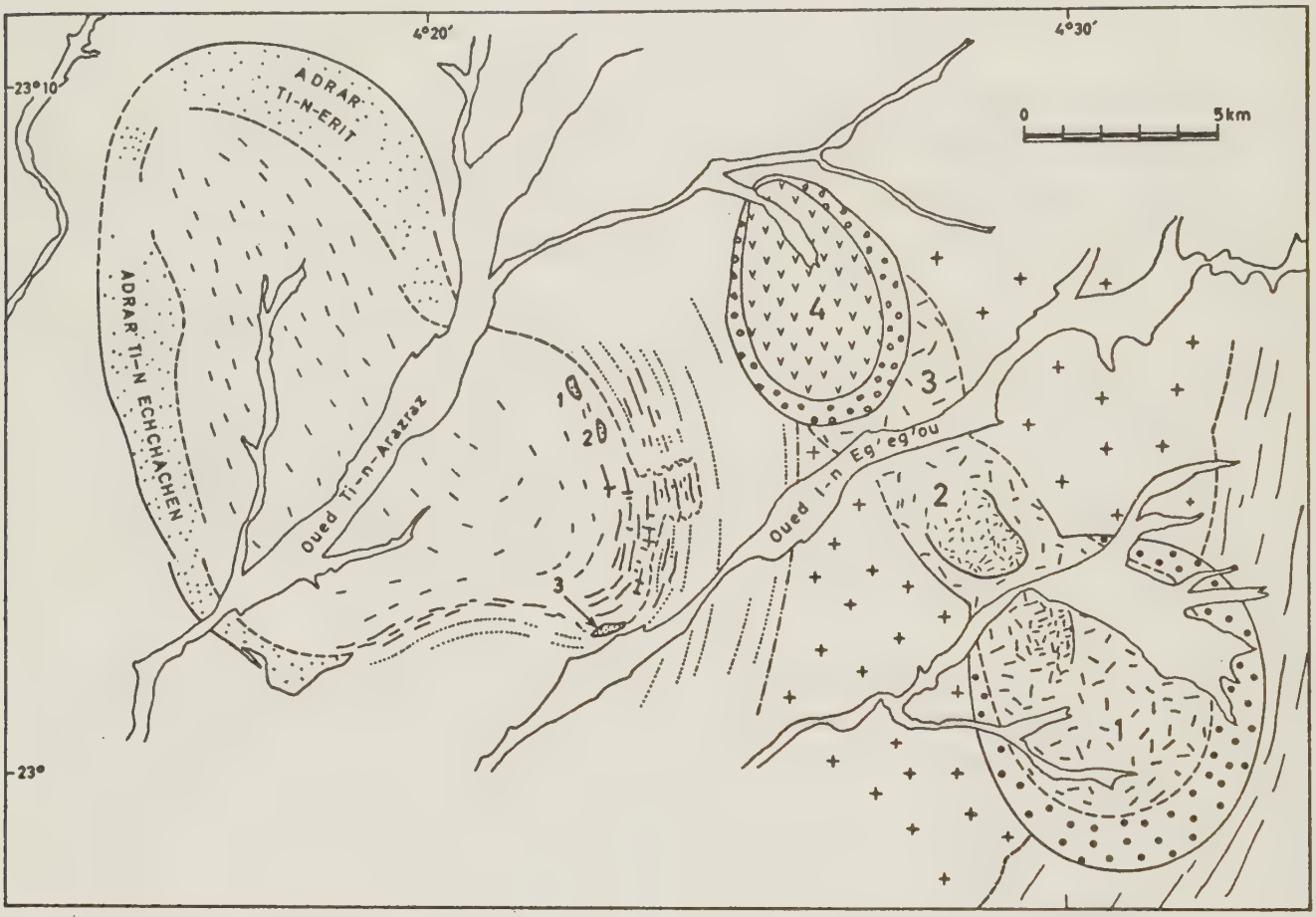
Ces roches plutoniques basiques, et sans doute aussi les amphibolites, représentent la partie nord du "complexe de l'oued I-n-Eg'eg'ou" (Gravelle, 1969), qui s'étend vers le Sud jusqu'au-delà du Tioueiine. Le complexe est surtout formé de volcanites antémétamorphiques du Pharusien inférieur. Parmi les diorites, gabbros et péridotites qui s'y associent, il semble que l'on doive distinguer (Gravelle, comm. personnelle) des roches antérieures au métamorphisme, et des intrusions récentes qui précèderaient de peu les Taourirts. En l'état des connaissances, la distinction repose sur des critères de fraîcheur, sur la présence ou l'absence d'une rétromorphose dynamique [1]. Ainsi, les roches situées au contact SW du Ti-n-Erit appartiendraient plutôt au groupe récent.

---

(1) Mais il peut être difficile, devant un échantillon altéré, de choisir entre rétromorphose et autopneumatolyse !

La masse du Ti-n-Erit comprend (fig. 78) :

- un reg ensablé, au soubassement de granite calco-alcalin banal ;
- une ceinture incomplète de reliefs (Adrar Ti-n-Erit et Adrar Ti-n-Echchachen), formée par des leucogranites alcalins ;
- au Sud-Est, un prolongement arasé, riche en tonalites associées.



MASSIF DE TI-N-ERIT

- Granite calco-alcalin de la plaine
- Leucogranite alcalin des reliefs
- 1,2,3 Chicots du Sud-Est
- Réseau filonien du Sud-Est

MASSIF DE TAHARHAÏT-N-ABROR

- Granite grossier des massifs 1 à 3
- Granites à grain moyen des massifs 1 et 2
- Granite central du massif 4 (Nord)
- Leucogranite périphérique du massif 1
- Leucogranite périphérique du massif 4

- Plutons
- Crêtes d'amphibolites

Figure 78 – LE TI-N-ERIT ET LE TAHARHAÏT-N-ABROR

1 - LES GRANITES DU TI-N-ERIT ET LEURS RELATIONS MUTUELLES

Le granite de la plaine

C'est un granite calco-alcalin banal (analyse 58)[1], assez grossier (grain de 3-5 mm) mais non porphyroïde. Les microclines roses, les oligoclases blanches, n'ont guère de formes propres. Les ferromagnésiens (à peu près autant de biotite que de hastingsite[2], représentant ensemble au moins 10 % de la roche) constituent des amas un peu allongés et confèrent au granite une certaine orientation. Au coeur du massif, celle-ci reste à NW-SE et très fruste ; au Sud et au SE, elle s'infléchit en concordance avec l'arc encaissant et se voit mieux.

> Le microcline est bien quadrillé, parfois maclé Carlsbad, perthitique et ± en voie d'albitisation (plages floues, échiquiers) ; il tend à bourgeonner dans les plagioclases. Plutôt moins abondante, l'oligoclase s'amoncelle en cristaux émoussés ; elle est souvent incluse dans le microcline et corrodée par lui.

Vers le Sud-Est, c'est-à-dire dans la zone cernée par le pli des amphibolites, on discerne des protoclases, voire une texture en mortier très évoluée ("yeux" de microcline et d'oligoclase primaire zonée, trame granoblastique ou en mosaïque de quartz et d'oligoclase non zonée). Le granite serait donc ici syncinématique. Nous verrons plus loin ce qu'il faut en penser réellement.

On rencontre quelques enclaves : amphibolites encaissantes, vestiges de précurseurs tonalitiques. Elles peuvent atteindre 100 m de long.

---

(1) L'échantillon analysé était petit, sans doute peu représentatif. Le résultat pèche *a priori* par défaut de fer et de magnésium.

(2) Analyse très partielle n° VII (annexe V, tableau 5).

Les granites du pourtour

Le granite "hypersolvus" des reliefs

Il est en général grossier, toujours équant, avec des quartz assez globuleux et rassemblés. Dans l'Adrar Ti-n-Erit, la masse confuse des feldspaths prend des couleurs peu banales : un mélange d'ocre et de bleu sale qui évoque la syénite du Tioueiine. Ailleurs, la teinte vire au rose, au rouge, et l'on pense plutôt au granite périphérique du Tioueiine. Les ferromagnésiens (au maximum 5 % de la roche) forment des loupes de 3 à 5 mm, espacées de 2 ou 3 cm en moyenne.

Sous le microscope, c'est pratiquement un granite "hypersolvus". Le feldspath potassique, très inégalement quadrillé, maclé Carlsbad, à contour ovale ou rectangulaire, est bourré de perthites (filets parallèles, rubans irréguliers et anastomosés, taches étoilées ...). L'albitisation est intense ; elle élargit et macle les plages de perthite, donne des franges et des échiquiers discordants sur les bords des cristaux, ainsi que des files de petits cristaux dans les fissures de la roche (planche 17, photo 8 A).

Au pied est de l'Adrar Ti-n-Erit, c'est-à-dire près du contact probable avec l'encaissant, il a été prélevé un échantillon très rouge à caractère hypersolvus encore mieux affirmé ; les filets de perthite sont plus réguliers et l'albite deutérique est moins envahissante.

Les amas de ferromagnésiens groupent :

- un peu de pyroxène (une ferrohedenbergite probable, d'après l'analyse très partielle n° XII). Il est le plus souvent détruit ;
- de la ferrohastingsite interstitielle (2 V nul, analyse partielle n° VIII) ;
- de la biotite brun enfumé qui s'effiloche dans les felspaths et renferme des vermicules de quartz (aspect symplectique) ;
- des accessoires : magnétite, beaux zircons à section carrée, allanite, fluorine ...
- divers produits d'altération deutérique : la biotite ci-dessus (au moins en partie), quelques franges bleutées (riebeckite ; cf. Fabriès et Rocci, 1972) autour des hastingsites, fibres et prismes d'actinote, stilpnomélane (cf. Fabriès et Rocci, op. cit.), amas rouges et noirs d'oxydes de fer.

Cette composition minéralogique et diverses particularités texturales (xénomorphie des amphiboles) ressemblent beaucoup à ce que l'on observe au Tioueiine (zone périphérique et filons incurvés). D'après l'analyse 59, le rapport al/alk est $\sim$ 1.

Les filons du Sud et du Sud Est : granites divers et syénites quartzifères

La ceinture de reliefs s'interrompt au Sud et au Sud Est, et fait place à des corps filoniens qui sont concordants avec la structure encaissante.

-1- Près de sa bordure, le granite de la plaine est traversé par un chevelu de leucogranites alcalins (à microcline + albite) ou subalcalins (à microcline + oligoclase). Trois chicots de granite alcalin se voient bien dans le paysage ; le plus méridional d'entre eux a, comme l'Adrar Ti-n-Erit, une composition sans plagioclase primaire.

-2- Plus intéressant apparaît un système filonien qui s'insinue au Sud Est entre les bancs incurvés d'amphibolite. Les filons sont formés d'une roche blanc-rosé à taches noires, qui comprend surtout du microcline et 10 à 20 % de hastingsite plus ou moins interstitielle (1) ; ajoutons une proportion variable de quartz et de plagioclases, ainsi que divers accessoires : magnétite, beaux zircons, produits d'altération (autres oxydes de fer, stilpnomélane).

Filon après filon, la composition change à mesure qu'augmente la distance au Ti-n-Erit. Le quartz n'est jamais abondant, mais sa teneur baisse encore ; l'oligoclase aussi, de plus en plus résiduelle. En même temps, la proportion d'albite croît (cristaux séparés, plages sur les microclines). Il semble enfin que le 2 V de la hastingsite diminue, jusqu'à s'annuler tout à fait (ferrohastingsite).

La gamme des roches va donc d'un type subsolvus, encore assez comparable au granite de la plaine et à certains des filons décrits en premier, jusqu'à une syénite quartzifère que sa tendance hypersolvus apparente au granite des reliefs.

---

(1) Planche 17, photo 8 B.

Le dernier filon se trouve à mi-chemin du Taharhaït Nord.

Les filons du contact Sud-Ouest

Sur la rive gauche de l'oued Ti-n-Arazraz, la ceinture d'alaskite se rétrécit beaucoup, avant de s'épanouir au Sud dans un dernier relief. Au niveau de l'étranglement, quelques panneaux de granite alcalin hololeucocrate traversent les diorites massives de l'encaissant ; inclinés vers l'extérieur, ils sont parallèles à la bordure du massif. Ce dispositif nous fait pour ainsi dire assister à la mise en place de cette zone marginale du Ti-n-Erit. L'abattage est préparé par de tels filons dont l'un, le plus épais de tous, sort visiblement de la masse principale (voir la carte).

Relations entre le granite de la plaine et le granite des reliefs. Origine des filons syénitiques

Au pied des reliefs, le reg interdit toute observation. Force est de recourir à des arguments détournés.

Les chicots du SE, que leur constitution apparente au granite hypersolvus des reliefs, se placent sur la lisière du granite de la plaine et semblent bien traverser celui-ci.

D'autre part, le granite de la plaine se trouve un peu rubéfié sur sa marge méridionale, là où des filons de leucogranite le recoupent. Ceci se traduit en lame mince par un renforcement de l'albitisation post-magmatique.

Le granite des reliefs serait donc plus jeune que celui du reg. Tout comme les filons concordants, il correspondrait à l'intrusion de magma dans des fissures arquées qui suivaient les abords du contact avec l'encaissant. Sans doute est-il d'origine profonde[1].

J'ai indiqué plus haut que les filons de l'encaissant sud-est se montrent d'autant plus syénitiques et évolués qu'ils sont plus éloignés du massif. Aussi auraient-ils été mis en place l'un après l'autre à la faveur d'une fissuration répétée et centrifuge, qui "pompait" le magma de plus en plus bas. Rappelons que la syénite du Tioueiine représenterait un cumulat.

---

(1) En effet, on voit mal comment un granite hypersolvus aurait été différencié à partir d'un granite calco-alcalin banal, à moins d'admettre de façon très gratuite un brusque assèchement du magma résiduel par départ d'eau dans les fissures.

2 - LES TONALITES DU SUD-EST. LEURS RAPPORTS AVEC LE GRANITE DE LA PLAINE

Avec l'Imehellatène, le massif de Ti-n-Erit est de toute cette étude le mieux pourvu en roches basiques associées. Il existe des enclaves de tonalite au milieu de la plaine. Mais celles-ci ne comptent guère en comparaison des tonalites du Sud-Est, qui deviennent cartographiables.

En quittant le massif par le Sud-Est, on voit se multiplier des enclaves de tonalite sombre à grain fin. Le granite disparaît alors [1] laissant la roche basique affleurer en panneaux de plusieurs mètres ou dizaines de mètres de côté, au milieu d'un quadrillage d'aplopegmatites. Il n'est pas toujours aisé de saisir le passage aux ortho-amphibolites encaissantes : les affleurements sont très discontinus et toutes ces roches se ressemblent. En gros, le contact est concordant, mais on devine une grande apophyse discordante (voir la carte). Une récurrence concordante de tonalite apparaît au-delà d'un premier banc d'amphibolites.

Comme à l'Imehellatène, je décrirai un type courant, relativement homogène, et des termes hétérogènes, qui traduisent une contamination par le granite. Mais ici encore, cette distinction reste un peu artificielle, dans la mesure où l'influence du granite n'a pas vraiment épargné la roche homogène.

Les tonalites homogènes à grain fin

Le grain de ces roches atteint souvent 1 mm. L'homogénéité se définit à l'échelle des affleurements, qui mesurent plusieurs m^2. (Planche 11, photo 6).

Plagioclases. Il s'agit d'andésine maclée albite ou albite-Carlsbad, à coeurs corrodés atteignant parfois le labrador, et à bordures d'oligoclase ; on observe des synneusis, des restes de zonation oscillatoire. Dans certains échantillons existe une mésostase peu abondante de grains plus petits, formée de quartz et d'oligoclase peu zonée (celle-ci correspond sans doute aux bordures des plus gros cristaux et représente une seconde génération de plagioclase).

---

(1) Dans la zone de mélange, on aperçoit en outre quelques restes de gneiss fin à oligoclase, biotite et hornblende banale. Ces roches appartiennent sans doute à l'encaissant. On peut donc se demander si le granite ne s'est pas arrêté ici sur le contact de deux formations : des amphibolites ayant joué un rôle de barrière, et des métapélites.

Microcline. En principe, il est rare. Alors que dans d'autres massifs on le voit surtout gainer les plagioclases, ici, il forme des plages isodimensionnelles, de fines ramifications, des taches dans l'intérieur des plagioclases ; il est moiré ou quadrillé, mais non perthitique. Son apparition se relie de toute évidence à la contamination par le granite (voir plus loin). Mais bien des lames minces n'en montrent pas trace. Notons quelques myrmékites.

Ferromagnésiens. Ils peuvent constituer jusqu'à 50 % de la roche. Des losanges où s'amassent biotite, hornblende, magnétite, inclusions de quartz (planche 11, photo 1) sont d'anciens phénocristaux d'amphibole. Mais il existe surtout des paillettes informes de biotite vert-brun ou brune et d'une hornblende hastingsitique à 2V modéré et à macles polysynthétiques (1).

Quelques lames montrent des clinopyroxènes incolores, soit en petits grains émoussés, soit en inclusions dans des cristaux informes d'amphibole. L'analyse partielle XI semble indiquer une ferro-augite (d'après les données numériques de Deer, Howie et Zussman).

L'échantillon analysé (analyse 57) s'avère un peu plus basique que la microtonalite choisie dans l'Imehellatène (analyse 30).

Relations avec le granite : tonalites hétérogènes et aspects de mélange

Près des passées granitiques, les tonalites changent d'aspect. On a l'impression, parfois illusoire, que le grain a grossi. La teinte globale est plus claire. Minéraux blancs et minéraux noirs se rassemblent, mais de façon irrégulière, formant des veines et masses diffuses. En particulier, les ferromagnésiens dessinent des traînées disjointes, des étoilements ; ils matérialisent ainsi une orientation planaire qui semble parallèle au contact du massif.

Sous le microscope, on voit que les plagioclases tendent à perdre leur automorphie. Les zonations s'estompent et la composition se stabilise dans l'oligoclase ; il subsiste néanmoins de rares coeurs corrodés ("patchy zoning"). Beaucoup de lames montrent des protoclases (2). Les cristaux ovalisés ou encore partiellement automorphes sont noyés dans une trame tantôt granoblastique, tantôt en mosaïque qui a recristallisé pendant et après la déformation. Cette mésostase est surtout constituée de quartz et d'oligoclase. Le

---

(1) n'g = 1,693 ± 0,003 ; n'p = 1,679 ± 0,003. Analyse partielle VI.

(2) Planches 11, photo 5 ; 12, photo 7 ; 17, photos 2 et 7.

microcline s'y ajoute discrètement, corrode les "yeux" de plagioclase, fait naître des myrmékites. Un cas particulier est représenté par une tonalite grenue dont les plagioclases, qui mesurent 3 à 5 mm, forment des taches ovales ou rectangulaires sur un fond de ferromagnésiens très abondants (planche 17, photo 2).

Ainsi, la texture planaire de ces roches, comme celle du granite serait davantage due à une cataclase qu'à un écoulement magmatique.

C'est à cet ensemble des tonalites hétérogènes que le granite se mélange peu à peu.

1 - D'abord apparaissent sporadiquement des microclines roses et des quartz. Ils ne dépassent guère 4 à 5 mm (planche 12, photo 7).

2 - Les plages granitiques roses s'individualisent. Près de la tonalite, elles renferment encore des alignements tremblotants de ferromagnésiens. Plus loin, le granite s'homogénéise, mais il reste orienté et garde les traces d'une cristallisation sous contrainte ("yeux" de microcline, mosaïque quartzo-oligoclasique, dans laquelle s'observent encore des restes zonés d'oligoclases magmatiques). La foliation de protoclase recoupe les contacts (planche 13, photo 7).

3 - Enfin les tonalites, qu'elles soient homogènes ou non, se font recouper avec plus ou moins de netteté par des filonnets de granite, voire par des panneaux entiers. Le granite conserve des traces d'orientation, mais celle-ci paraît moins visible qu'auparavant.

Dans le massif de Ploumanac'h, M. Barrière (1972) vient d'observer des faits très comparables. Il sépare deux phénomènes : une disjonction mécanique (découpage des roches basiques, immersion dans le granite qui forme des digitations souples à bords parfois diffus), puis des diffusions chimiques entre roches cristallisées et magma (conversion des Ca-plagioclases en oligoclase, blastèse des microclines).

CONCLUSION. LE TI-N-ERIT ET SA BORDURE PROTOCLASTIQUE

Il se confirme au Ti-n-Erit que des fractures courbes ont joué un rôle important dans l'évolution tardive du massif. Au lieu de naître à l'intérieur de l'intrusion, comme c'était le cas au Tioueiine, elles ont à peu près suivi le contact externe.

L'expression "précurseurs basiques" est-elle correcte ici pour désigner les tonalites du Sud-Est ? Il ne semble pas, car les roches basiques ne sont jamais découpées en enclaves anguleuses et l'on ne peut dire qu'elles aient vraiment précédé le granite. Elles seraient montées avec lui à l'état plastique et auraient commencé à s'hybrider en chemin. Mieux vaudrait donc parler d'accompagnateurs basiques.

Reste à discuter un point important : l'origine de la foliation du granite et des tonalites au Sud-Est. En lame mince, il paraît s'agir d'une texture de protoclase. Sur le terrain, la concordance avec l'arc des amphibolites suggère à première vue que plissement et plutonisme étaient synchrones ; mais la souplesse ainsi alléguée pour l'encaissant s'accorde mal avec l'allure par ailleurs très discordante du massif et avec les affinités subvolcaniques des roches de la bordure. Une autre interprétation est donc préférable. Elle consiste à admettre que le matériel en cours d'ascension était hétérogène (granite + tonalites) et déjà largement cristallisé ; des mouvements différentiels, des effets de freinage se produisaient dans la masse, donnant les protoclases observées. L'encaissant n'a pas été affecté, et la cristallisation s'est achevée après la mise en place [1].

Si, comme on peut le penser, le granite "hypersolvus" des reliefs est d'origine profonde, il reflèterait l'arrêt momentané ou définitif des épisodes tardi-orogéniques de compression (cf. Martin et Piwinskii, 1972, et l'interprétation du Tioueiine, p. 325).

---

(1) Tout s'est donc passé comme si la localisation de l'intrusion dans un grand pli de l'encaissant était fortuite. On pourrait juger cela trop miraculeux pour être vrai. Mais la carte du complexe de diorites et d'ortho-amphibolites qui s'étend entre le Ti-n-Erit et le Tioueiine, montre une multiplicité de grands plis, même loin des granites intrusifs (carte au 1/500 000 BRGM, 1961).

CONCLUSION DU CHAPITRE XI

Le Tioueiine surtout, le Ti-n-Erit un peu moins, apportent des prolongements fondamentaux à l'étude des Taourirts. Les preuves de fracturation annulaire remplacent les présomptions notées à l'Iseddiène et au Tihaliouine. Avec les filons incurvés, avec les granites et les syénites hypersolvus à ferrohastingsite, nous disposons de bons indices d'une mise en place à faible profondeur et d'un plutonisme fini- à post-orogénique.

Ceci dit, il ne faut pas croire que nos massifs sont vraiment subvolcaniques. Dans le Tioueiine, les jeux de piston ont été d'ampleur si modeste que l'on ne peut concevoir de lien avec une hypothétique caldeira, aujourd'hui balayée par l'érosion. Les filons felsitiques de ce massif ne suffisent pas à prouver une communication avec la surface. Aux alentours, on ne voit nulle part de produits volcaniques synchrones du plutonisme, alors qu'une telle association caractérise les complexes d'In-Zize (Lelubre, 1952 ; Le Fur, 1966).

Le Tioueiine se singularise aussi par la netteté avec laquelle la zone centrale recoupe les roches de la périphérie. Il a évolué à rebours du sens "normal" de la différenciation : à des granites relativement "secs", de chimisme alcalin et subalcalin, succède un granite monzonitique à biotite et hornblende.

Seul de tous les Taourirts, le Ti-n-Erit présente une bordure protoclastique. Il permet d'observer de beaux phénomènes de mélange entre granite et accompagnateurs tonalitiques. Il donne l'impression d'être assez profondément érodé.

CHAPITRE XII

LES CAS PARTICULIERS DES TROIS INTRUSIONS MERIDIONALES : ISKEL, AOUILENE ET TIHOIIARENE

Annexe : sur deux massifs d'attribution douteuse

- 0 -

J'ai présenté l'Iskel et l'Aouilène au début du chapitre précédent. Ils ont des affinités subvolcaniques, mais leur mode de gisement et leur structure les placent en marge des autres Taourirts. Le Tihoiiarène pose des problèmes tout différents ; situé à 10 km au Sud de l'Iskel, il se rattache à la fois aux Taourirts et aux plutons concordants.

Il était commode de traiter dans un même chapitre ces trois cas assez ambigüs, même s'ils ne se ressemblent pas.

1 - L'ISKEL

L'Iskel[1] a été étudié par M. Gravelle (1960, 1969) : je ne ferai guère que résumer ce travail, tout en ajoutant quelques détails inspirés par un examen rapide des échantillons que l'auteur a bien voulu me prêter. Par ailleurs, le massif a été daté à 560 ± 40 MA, en même temps que le Tioueiine (Boissonnas et al., 1969).

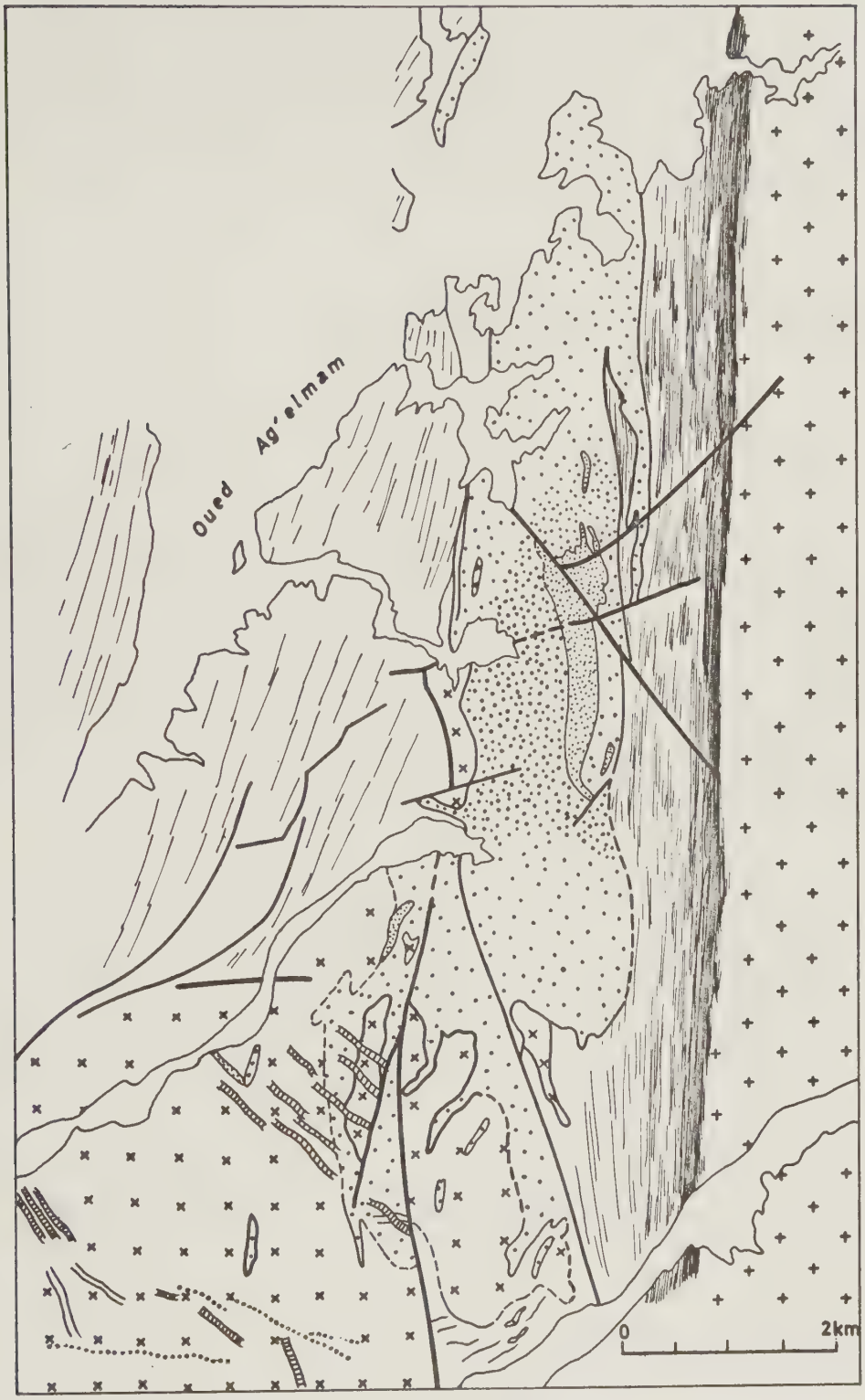
Les granites de l'Iskel traversent la série grésopélitique du Pharusien supérieur à proximité immédiate de la discordance intrapharusienne et à mi-hauteur de la feuille Silet (parallèle 23°30'). Ils forment ainsi

---

(1) ou Isket (feuille Silet de l'IGN).

Figure 79 – L'ISKEL

(d'après M. GRAVELLE 1960 et 1969, légèrement simplifié)



un fuseau de 12 x 1,5 km, allongé contre la ligne de discontinuité (fig. 79). Sur sa bordure orientale, l'intrusion a été laminée par l'accident qui suit la discordance. Au Sud, elle s'effiloche en diverticules injectant un complexe, probablement cogénétique, de gabbros et de diorites ; d'après M. Gravelle (comm. personnelle), ces roches basiques auraient pour équivalent les termes supposés récents du complexe de l'oued I-n-Eg'eg'ou, dans l'encaissant sud du Ti-n-Erit (cf. ci-dessus, page 327).

DESCRIPTION ET REPARTITION DES ROCHES ACIDES

Le granite subalcalin courant

Le granite à biotite constituant l'essentiel du massif est "à grain moyen (3 à 5 mm), non orienté, riche en quartz et en microcline perthitique, avec oligoclase acide subautomorphe peu abondante" (Gravelle, 1960, p. 88). Une lame mince a montré de la hastingsite et des restes peu identifiables de clinopyroxène. "On observe localement, surtout sur la bordure orientale du massif granitique, un passage progressif de ce faciès banal à un type hololeucocrate dépourvu de plagioclases" (Gravelle, ibid).

De fait, la roche de certains échantillons est presque un granite "hypersolvus". Le feldspath potassique (microcline intermédiaire semblant peu éloigné du pôle orthose) domine largement ; les cristaux maclés Carlsbad sont rectangulaires ou ovales ; on remarque souvent de la mésoperthite, et l'albitisation s'étend beaucoup. Il n'y a que peu de cristaux autonomes de plagioclase. Tous ces caractères font penser au granite grossier de la périphérie du Tioueiine.

Les analyses L^5, L^6, L^7 et L^{11} se rapportent à ce granite de tendance "hypersolvus" (figure 77, p. 324). On voit que la somme fm + c est du même ordre que pour les granites alcalins du Tioueiine, mais le rapport al/alk tend à être plus fort.

Le granite monzonitique

Vient ensuite un granite porphyroïde monzonitique, plus riche en oligoclase, à biotite et hornblende. Les grands microclines, un peu mieux quadrillés semble-t-il que les feldspaths-K du granite précédent, ont de 5 à 10 mm de long. On observe de beaux plagioclases automorphes à coeurs corrodés ("patchy zoning"). Les biotites se signalent par leur automorphie, par leur contour net sans effilochage.

Il faut croire qu'existent des variations, puisque l'analyse L8 est pratiquement celle d'une monzonite (1).

D'après M. Gravelle, le granite porphyroïde affleure au centre et dans l'Ouest du massif. Peut-on considérer ce dispositif comme l'ébauche d'une structure annulaire, contrariée par le contrôle structural qui a imposé au massif son élongation marquée ? Les deux variétés de granites passeraient progressivement de l'une à l'autre. (équivalence avec le couple zone périphérique-zone intermédiaire du Tioueiine ?).

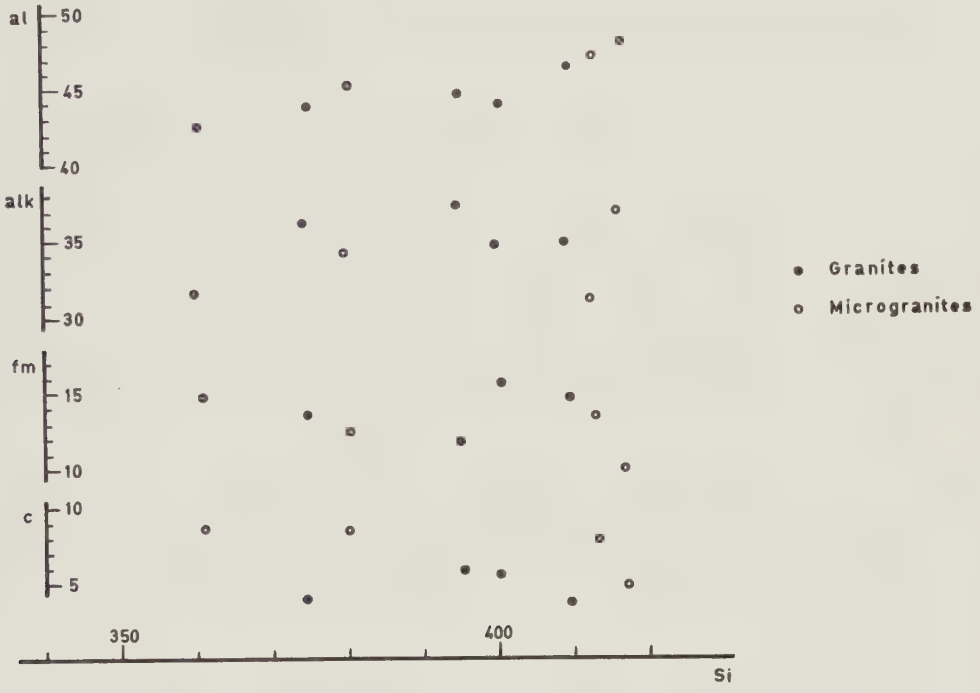


Figure 80
Diagramme de Niggli pour l'Iskel

Les microgranites

L'Iskel tire en partie son originalité du grand ruban de microgranite qui en occupe le coeur (2 500 x 250 m). Les aspects varient, la texture est plus ou moins porphyrique (phénocristaux de quartz, de feldspath-K, d'oligoclase). Il semble que d'Ouest en Est et de bas en haut, les phénocristaux tendent à disparaître. Bien que ces termes fins recoupent nettement les granites, on peut affirmer qu'ils appartiennent en propre à l'histoire de l'Iskel : en effet, ils précèdent la mise en place de granites fins et d'aplopegmatites qui forment un chevelu filonien NW-SE dans le Sud du massif.

---

(1) Terme pris ici dans le sens d'une syénite avec F_k = plagio.

On note une certaine dispersion des compositions chimiques (analyses L^{12} à L^{15}). La fig. 80 suggère que les microgranites donnent des valeurs respectivement plus fortes et plus faibles des paramètres c et alk. Les microgranites étant postérieurs aux granites, l'évolution se serait faite à rebours du sens géochimique normal. Il y aurait là un point de convergence avec le Tioueiine, où un granite monzonitique succède à un granite subalcalin.

ENCLAVES BASIQUES ET COMPLEXE GABBRO-DIORITIQUE

Les deux granites renferment des enclaves décimétriques à hectométriques de microdiorite quartzique ou de microgranodiorite (analyses L^8 et L^{10}). Ces roches ne sont pas porphyriques et peuvent exhiber une belle texture de type doléritique. Elles diffèrent sur plusieurs points des tonalites rencontrées à l'Imehellatène et au Ti-n-Erit : plus fraîches, semblant avoir conservé des paragenèses intactes, elles seraient moins marquées par la contamination au contact du magma granitique ; leur amphibole n'est plus une hornblende hastingsitique bien verte, mais une hornblende incolore à fort 2V. Remarquons encore ici l'allure automorphe de la biotite.

Le complexe gabbro-dioritique du SW renferme diverses variétés de diorites et de gabbros (analyses L^1 à L^4). On rencontre en particulier des gabbros très frais à texture doléritique grossière. L'excellent état des minéraux originels prouve deux choses : il n'y a pas eu de rétromorphose, ce qui accrédite bien l'idée qu'émettait M. Gravelle d'un complexe intrusif dans le Pharusien supérieur ; ensuite, le magma granitique n'a pas contaminé le matériel basique, lequel devait donc se trouver consolidé et sans doute en place au moment de l'injection acide (différence notoire avec ce qu'on observe au Ti-n-Erit).

CONCLUSION A L'ETUDE DE L'ISKEL

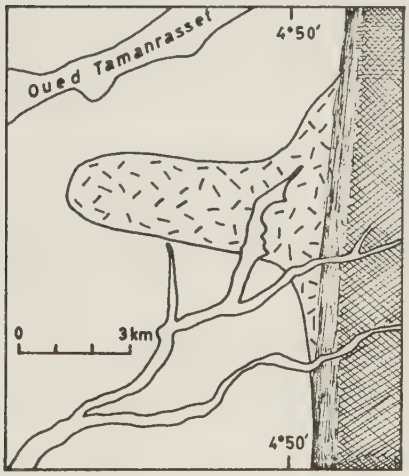
L'Iskel est un cas particulier de Taourirt mis en place le long d'une faille importante, et contrôlé par cette dernière. Après le Taourirt-ta-n-Ataram et le Teg'orak, voici un autre massif que l'on peut dire post-tectonique par rapport aux plissements du Pharusien supérieur et syncinématique par rapport à des rejeux d'accidents.

Fait encore plus intéressant, on note l'association à un complexe gabbro-dioritique qui serait antérieur de peu. A vrai dire, il existe sans doute des intrusions basiques de ce type entre le Tioueiine et le Ti-n-Erit (cf. ci-dessus, p. 327). Mais l'Iskel réalise le cas de beaucoup le plus net d'association dans l'espace. Les précurseurs tonalitiques d'autres massifs nous faisaient déjà deviner l'importance du rôle joué par des injections de magma basique profond : sans elles, il n'y aurait pas de Taourirts. Or à l'Iskel, nous tenons peut-être un produit direct de ce magmatisme basique.

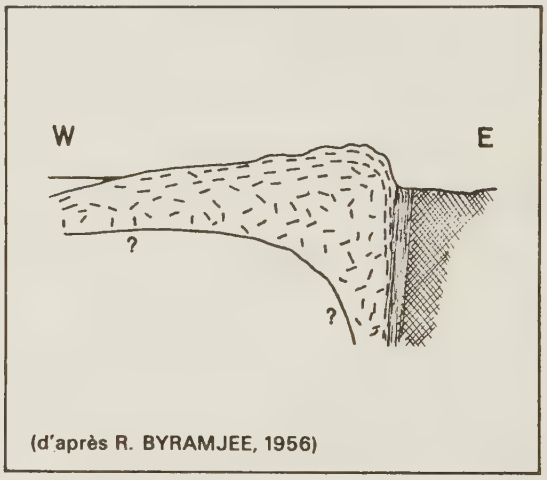
Enfin, avec ses termes microgrenus, voire même felsitiques, et avec sa variété de granite hypersolvus, l'Iskel présente sans nul doute un certain cachet subvolcanique.

2 - L'AOUILENE

L'Aouilène est situé dans le coin NE de la feuille Timg'aouine. En plan, il dessine une langue de 6 km, allongée d'Est en Ouest (fig. 81). Celle-ci n'a guère que 2 à 2,5 km de large, mais elle reste "accrochée" sur 8 ou 9 km à la grande dislocation des 4°50'.



Contour du massif



Coupe supposée

Figures 81 et 82 – L'AOUILENE

M. Lelubre a présenté dans sa thèse quelques aspects pétrographiques du massif. Est venue ensuite l'étude de R. Byramjee (1956), qui alimente encore l'essentiel de nos connaissances. Mes levés personnels, trop anciens, sont difficiles à exploiter aujourd'hui et ne représentent qu'un complément d'information.

Il n'est plus question ici de structure concentrique. D'après R. Byramjee, les diverses variétés de granite s'empilent les unes au-dessus des autres en donnant des "calottes superposées". Ce schéma, pour exact qu'il paraisse dans les grandes lignes, ne va pas sans complications puisque les pendages des contacts entre granites se révèlent variables dans le détail, et même verticaux à certains endroits.

PRINCIPALES VARIETES PETROGRAPHIQUES

On en distingue 4 :

1. Un granite assez grossier à tendance porphyroïde. La composition et la texture sont celles d'un granite monzonitique courant (analyse 73). Le feldspath-K, moins abondant que l'oligoclase, est proche du pôle orthose, ce qui s'accorde avec le gisement subvolcanique du massif dont il sera fait état plus loin. Cette roche forme tout le soubassement du massif.

2. Divers porphyres, de teinte moyenne sombre, allant des microgranites monzonitiques aux microgranodiorites, voire aux microdiorites quartziques (analyses 70 à 72). Les phénocristaux (orthose, oligoclase, hornblende hastingsitique ...) sont généralement bien développés, et souvent compliqués par des accollements en synneusis. La mésostase est surtout composée de plagioclase en longues et fines baguettes. On note parfois une véritable texture fluidale ; les plagioclases "s'écoulent" en contournant les phénocristaux. Il existe deux principaux affleurements de ces roches : l'un couronne vers le Sud les hauts sommets de l'Adrar Aouilène ; l'autre émerge du reg à l'extrémité de la "langue".

   La relative diversité des porphyres semble correspondre à des venues successives, car les termes basiques tendent à former des enclaves dans les autres.

3. Des granites assez fins, non porphyroïdes, souvent interposés entre les grands types précédents. Ce sont sans doute des variations du granite grossier.

4. Des granites hololeucocrates à grain fin, porphyriques ou non, de chimisme alcalin ou subalcalin. On peut les interpréter comme des différenciations du granite grossier.

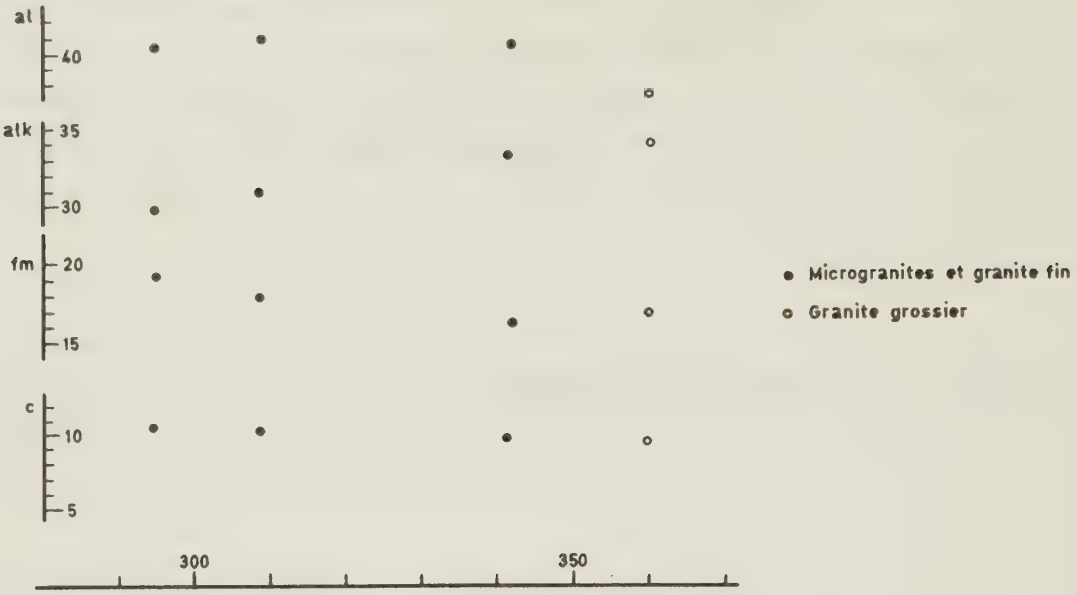


Figure 83
Diagramme de Niggli
pour l'Aouilène

DONNEES STRUCTURALES

R. Byramjee note "presque partout une nette fluidalité linéaire d'axe E.NE, plongeant doucement vers l'Ouest dans le centre et à l'Ouest du massif". En général, "la fluidalité plane (est) conforme aux surfaces de séparation des différents faciès ... Aux sommets principaux, les structures sont horizontales : on se trouve dans la zone apicale". Byramjee oppose en outre le faible pendage des structures vers l'Ouest (dans la "langue") à leur plongement soudain et fort vers l'Est, une fois passée la ligne de crête de l'Adrar Aouilène. D'où la coupe de la figure 82, montrant que le magma a dû monter le long de la dislocation des 4°50' et s'injecter vers l'Ouest à la manière d'un laccolite ou d'un grand sill.

CONCLUSION

L'Aouilène montrerait peu d'analogie avec les Taourirts, si l'on en jugeait par les traits suivants : structure "en calottes superposées", allure de grand sill enraciné à un bout, abondance des roches microgrenues à texture fluidale, feldspath potassique toujours proche du pôle orthose.

Or l'Aouilène présente les mêmes relations que le Teg'orak et le ta-n-Ataram avec l'accident des 4°50'.

D'autre part, son chimisme est bien celui des roches courantes du Taharhaït-n-Abror et des granites centraux du Tioueiine (fig. 83 et 77). Jusqu'à plus ample informé, mieux vaut donc le considérer comme une giclée réduite de magma, synchrone des Taourirts à structure concentrique et mise en place à profondeur plus faible.

3 - LE TIHOIIARENE

Un article ancien donnait une idée de la manière dont se présente le terrain (Boissonnas et Gravelle, 1961). Je le reprendrai ici en le résumant ou en l'amplifiant tour à tour (fig. 84).

L'immense pluton d'Imezzarène a été évoqué en quelques lignes à la fin de la 1ère partie de ce mémoire (p. 110). "Vers le NE ..., l'aire granitique de l'Imezzarène s'orne d'une apophyse dans laquelle la roche porphyroïde devient un peu moins grossière et nettement moins orientée [(1)]. Le granite de Tihoiiarène coiffe l'extrémité septentrionale de cette apophyse ... Il dessine un croissant ventru à convexité tournée vers le NE, épais de 2 400 m en son centre, et dont l'arc interne mesure 9 km environ" (Boissonnas et Gravelle, p. 152). La partie externe de ce croissant forme un relief important[(2)]. Aussi observons-nous là un dispositif fort évocateur des Taourirts. S'agit-il ou non d'une convergence ? Les pages suivantes vont répondre à cette question.

LE GRANITE

La roche du Tihoiiarène est un leucogranite "à grain moyen (3-4 mm), non porphyroïde, de teinte générale rose ambré, et dont la cassure offre souvent un éclat huileux ... les amas (de biotite) peuvent atteindre 0,5 à 1 cm de diamètre et leur espacement, fort irrégulier, varie de 1 à 5 cm" (ibid).

---

(1) L'analyse F2 de Gravelle provient de là. Elle ne diffère pas significativement de l'analyse F1, faite sur le granite courant de l'Imezzarène.

(2) Adrar Tasekret *pro parte* de la feuille Silet (IGN). x = 4°10', y = 22°21'30".

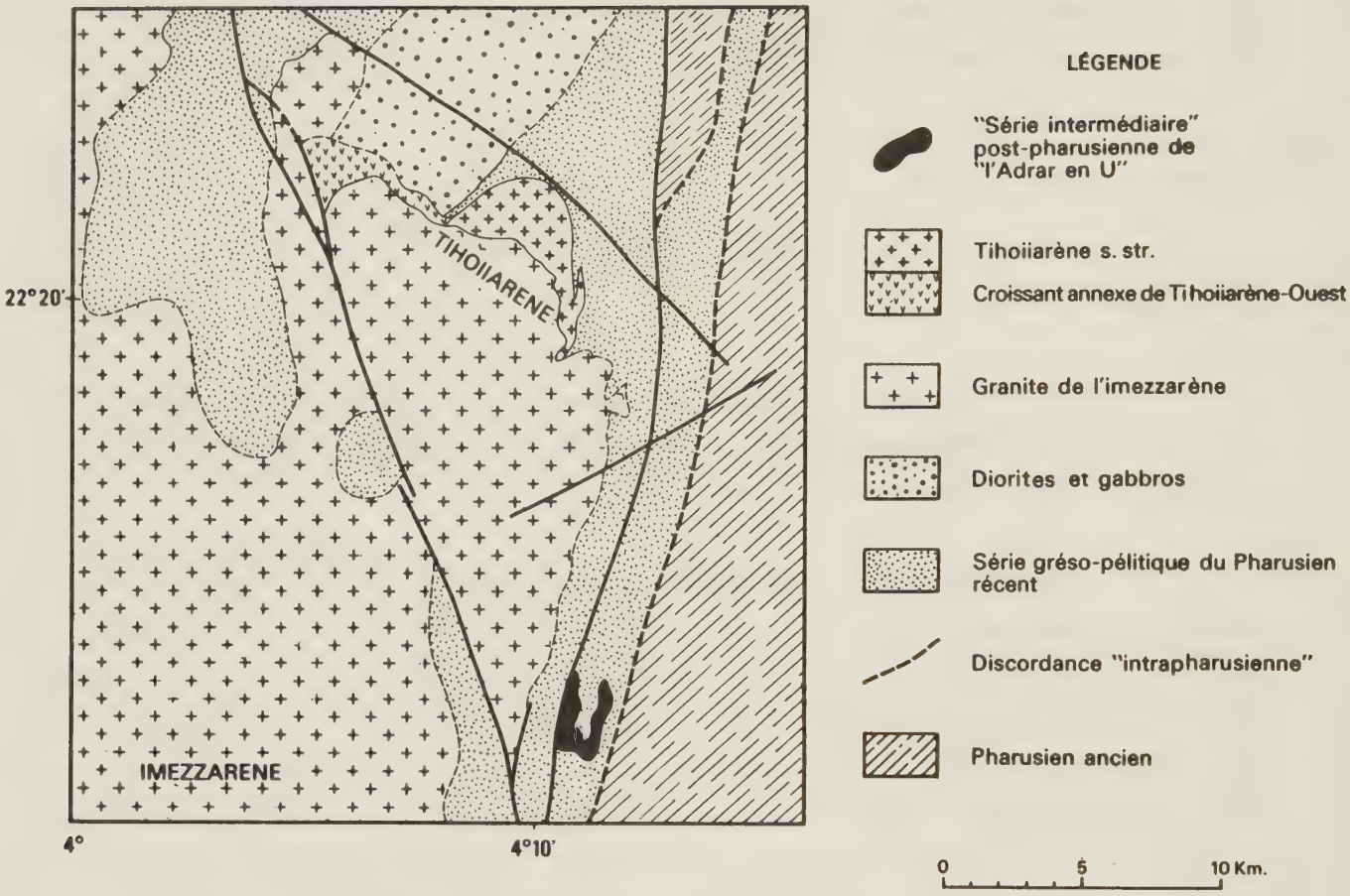


Figure 84 - LA RÉGION DU TIHOIIARENE
(Schéma simplifié d'après le "Croquis géologique de la région de Silet-Tibehaouine", in. : M. Gravelle, 1969)

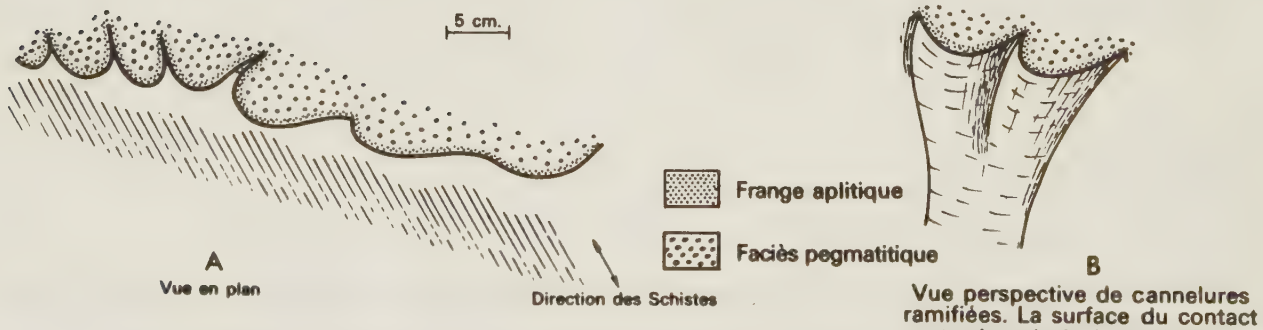


Figure 85 - CANNELURES AU CONTACT NORD DU TIHOIIARÈNE

On observe une composition courante de granite alcalin ou subalcalin (analyses G^1 à G^4), à microcline et albite ou oligoclase acide ; mais l'albitisation deutérique paraît moins poussée que dans les plus typiques des leucogranites bordant les Taourirts. Notons l'existence de ferrohastingsite (2V nul, et analyse partielle n° IX), avec les altérations en stilpnomélane que nous relevions au Tioueiine et au Ti-n-Erit (1).

LES CONTACTS

Contact interne (leucogranite de Tihoiiarène et granite d'Imezzarène)(2)

Au niveau du milieu de l'arc de leucogranite, et à proximité du contact, le granite de l'Imezzarène recèle des pegmatites en nids décimétriques et quelques schlierens de biotite qui courent parallèlement à la limite (analyse m.33). Les deux granites sont simplement juxtaposés ; on ne peut dire que l'un des deux recoupe l'autre. Ce contact devient imprécis vers le Sud et se dilue dans une zone de 50 à 100 m, à mesure que le corps de leucogranite diminue d'épaisseur.

Cette description rappelle ce que l'on observe sur le bord interne des "couronnes" de plusieurs Taourirts. L'examen du contact ne permet pas de fixer un ordre chronologique. Il suggère plutôt le synchronisme des deux ensembles.

Mais dans le reg de granite porphyroïde, on rencontre des cheminées et des travées plus ou moins filoniennes d'un granite leucocrate qui rappelle la roche du Tihoiiarène. Elles tendent à être postérieures au granite porphyroïde dont elles représenteraient des différenciations (cf. les filons dans le Sud du Ti-n-Erit). Admettons par conséquent que les leucogranites de Tihoiiarène ont achevé de cristalliser après le granite porphyroïde.

---

(1) L'amphibole courante de l'Imezzarène est une hornblende plus banale, ou une hastingsite. Karpoff signale de la "hudsonite" (hastingsite) dans son échantillon A 191 du pluton des Iforas, cousin de l'Imezzarène.

(2) Une description plus complète se trouve dans l'article déjà citée de 1961.

Contact externe (Tihoiiarène et cornéennes)

La série gréso-pélitique du Pharusien supérieur est transformée sur quelques mètres en cornéennes, massives mais banales, à biotite brune et parfois à andalousite. Ces roches se trouvent dans le Tihoiiarène sous forme d'enclaves anguleuses, décimétriques à décamétriques, très abondantes dans les premières dizaines de mètres qui suivent le contact, sporadiquement présentes dans le relief principal, puis de nouveau assez nombreuses aux abords du contact avec l'Imezzarène. Près de l'encaissant, on constate que les unes ont été déplacées, les autres pas.

Au Nord et au Nord Est, le contact est d'une netteté admirable. Le granite ne semble pas avoir déformé l'encaissant de manière sensible ; toutefois, un clivage de fracture apparaît ici ou là dans les cornéennes, parallèlement au contact.

M. Gravelle, photo à l'appui, attire l'attention sur le tracé localement rectiligne de la limite, tracé dû à des "phénomènes de fracturation au cours de la mise en place du pluton" (1969, t. II, p. C 21). Le contrôle par les fractures apparaît également à petite échelle, aussi bien par les redents anguleux de la ligne de contact, que par l'allure zigzagante des filonnets qui en sortent (planche 7, photo 6).

Au contact, le granite montre sur quelques centimètres une frange aplopegmatitique, puis sur 5 m des amas chloriteux et des miaroles. Certaines pegmatites renferment de l'amazonite, minéral déjà rencontré en divers points du fossé pharusien (au Taourirt de Tihaliouine par exemple).

L'érosion a dégagé par endroits une murette très raide qui correspond exactement à la surface limite. En un point, elle s'orne d'un curieux système de cannelures subverticales (figure 85 A). Une coupe montre des festons de 3-5 cm à convexité tournée vers l'extérieur, séparés par des commissures étroites et profondes (figure 85 B). Les cannelures sont subparallèles entre elles, mais peuvent onduler et même se ramifier.

Le traité de J. Ramsay (1967) nous offre une explication possible des cannelures. Sa figure 7.42 (p. 383) est tout à fait analogue à notre figure 85 A. Elle montre la forme prise par le contact entre deux milieux de viscosités différentes quand une compression s'exerce parallèlement à la surface limite. Les cannelures du Tihoiiarène reflèteraient une telle compression alors que le granite, presque consolidé, se comportait comme un matériau plus visqueux que les schistes. La contrainte résulte peut-être d'un coulissage le long de la discordance intrapharusienne toute proche.

INTERPRETATION DU TIHOIIARENE

Un premier caractère, essentiel, des Taourirts, est l'indépendance vis-à-vis des plutons concordants (1). Or le Tihoiiarène se présente comme une dépendance de l'apophyse NE de l'Imezzarène. S'il formait une intrusion autonome, on comprendrait mal sa localisation, son dessin arqué et le style de son contact interne.

L'appartenance aux Taourirts semble donc exclue. Il ne faut s'hypnotiser ni sur le contact discordant ni sur l'analogie avec les leucogranites de bordure : nous savons en effet que les plutons ont évolué jusque pendant des stades post-tectoniques et qu'ils peuvent présenter des franges leucocrates, comme par exemple à l'Adrar Tig'ettaouine.

En revanche d'autres points de convergence paraissent plus troublants. Ainsi, l'existence de ferrohastingsite. De même, la biotite m.33, extraite des schlieren du contact interne de Tihoiiarène, se révèle à l'analyse identique aux biotites courantes des Taourirts (fig. 93) ; nous n'avons pas de données sur les biotites de l'Imezzarène, mais elles ressemblent sans doute à celles du Tig'elamine (m.2, m.3, m.4), qui sont relativement magnésiennes.

---

(1) Exception apparente : le Tesnou 1, dont la grande taille n'est peut-être pas sans rapports avec la proximité du Tig'elamine. Mais l'essentiel est qu'il s'agit bien de deux massifs absolument distincts.

L'abondance des enclaves d'encaissant près de la limite interne du leucogranite suggère un ancien pendentif du toit à cet endroit. D'où l'impression que le matériau du Tihoiiarène n'est pas une différenciation de l'Imezzarène au niveau de l'affleurement. A titre de comparaison, on pense aux relations entre l'alaskite de l'Adrar Iseddiène et "l'ovale".

En conclusion, on peut dire du Tihoiiarène qu'il est probablement dû à l'intrusion du magma alcalin ou subalcalin dans une zone de faiblesse qui s'était formée en bordure de l'Imezzarène, à un moment où ce dernier était encore actif. Une partie du matériel correspond sans doute aux fluides résiduels du grand pluton (1). Une autre partie dériverait d'un processus autonome de pétrogenèse en profondeur.

Le "phénomène taourirt" semble donc ici avoir interféré avec l'évolution des plutons.

---

(1) Je n'ai pas mentionné dans cette étude l'existence d'un Tihoiiarène annexe, moins individualisé, qui affleure un peu à l'Ouest dans des conditions identiques. Dessiné sur la fig. 84 et décrit dans l'article de 1961, il représente très probablement un simple faciès de bordure de l'Imezzarène, et confirmerait ainsi le rôle des "fluides résiduels".

ANNEXE DU CHAPITRE XII :

Sur deux massifs d'attribution douteuse

L'introduction de la seconde partie (chapitre VI) mentionne à la page 128 deux cas tout à fait douteux d'attribution aux Taourirts.

1 - Le massif "Nord Ti-n-Tebarek" (25°45' de latitude). Passant rapidement dans le secteur, je n'ai pu faire davantage que prélever deux échantillons. Or ces roches renferment de la fluorine. Ce minéral évoque d'abord les Taourirts. Cependant il n'est pas absolument spécifique puisque je l'ai signalé à l'Adrar Tig'ettaouine, à l'Adrar Tinnirt et dans les cornéennes du "reg Nathalie". De plus, les photos aériennes (NG-31 X-XI n° 93 et 174) ne confirment pas ce rapprochement : elles révèlent un allongement prononcé du massif et l'absence de zonation. L'appartenance aux Taourirts est donc peu probable. Mais la question n'est pas tout à fait réglée car en toute rigueur, on pourrait penser que l'élongation du massif reflète un contrôle par les grands accidents tout proches (cf. le cas du Teg'orak) et que l'aspect homogène est dû à une érosion encore trop faible.

2 - En ce qui concerne l'Inikerene (15 km Est de Silet), aucun détail d'architecture n'évoque ici les Taourirts, dans la mesure où une brève visite permettait d'en juger. La pétrographie elle-même semble peu caractéristique. Sans doute conviendrait-il de revoir la question sur le terrain. Il est de fait que les plutons du Pharusien inférieur présentent parfois des unités granitiques bien circonscrites (exemple, le faux Tefokra : voir pages 38 et 282). On ne peut exclure le risque d'une confusion dans un secteur comme celui de l'Inikerene, dont l'étude se trouve contrecarrée par les recouvrements basaltiques de la Tahalra et par une cataclase importante.

CHAPITRE XIII

VUE D'ENSEMBLE SUR LES "GRANITES DES TAOURIRTS" DANS LE FOSSE PHARUSIEN

Conclusion de la deuxième partie

La diversité des massifs étudiés dans les six chapitres précédents impose une récapitulation. Nous verrons se dégager les grandes lignes d'un modèle général.

Les quatre premières sections de ce chapitre traitent la géologie interne des masses granitiques, en insistant sur ce caractère dominant qu'est la structure en zones concentriques. La cinquième section décrit le mode de gisement et la mise en place.

1. ETUDE DU GRANITE COURANT

Introduit par l'énumération des traits essentiels, ce paragraphe est surtout consacré aux minéraux et aux textures.

1.1. DESCRIPTION RESUMEE (PETROGRAPHIE ET CHIMIE)

Le type moyen

La roche type est un granite calco-alcalin assez grossier à texture porphyroïde. Elle apparait tantôt équante, tantôt marquée par une légère orientation des minéraux.

La composition minéralogique moyenne est la suivante : 25 % de quartz, autant ou un peu plus de feldspath potassique (microcline intermédiaire) que de plagioclase (oligoclase), 8 à 10 % de ferromagnésiens (biotite ferrifère, hastingsite facultative et subordonnée), accessoires divers, parmi lesquels le sphène, l'allanite et la fluorine.

Sous le microscope, on observe des lattes automorphes et zonées d'oligoclases, souvent groupées en synneusis. Les phénocristaux de feldspath potassique sont maclés Carlsbad, inégalement quadrillés, parfois zonés. Ces quelques caractères texturaux représentant l'héritage très bien conservé du stade magmatique.

Les phénomènes tardi- et post-magmatiques demeurent discrets dans l'ensemble : citons l'apparition sporadique de microcline II, la décalcification locale de certaines oligoclases, une albitisation commençante des phénocristaux. On note aussi une chloritisation partielle mais fréquente des biotites.

Les deux variétés de granite calco-alcalin

Toute description d'un type moyen est de nature à escamoter des particularités intéressantes, et nous en avons une bonne preuve ici. Il existe en réalité deux variétés de cette roche. La plus répandue a un chimisme calco-alcalin potassique ; on la rencontre dans les massifs septentrionaux (du Temouzereg' à l'Iseddiène), ainsi qu'au Teg'orak. L'autre variété est un granite nettement monzonitique, moins siliceux et moins potassique, mais plus calco-magnésien, dont la teneur en ferromagnésiens tend à dépasser les 10 % ; elle apparaît dans au moins trois des massifs méridionaux - Tihaliouine, Taharhaït-n-Abror, zone centrale du Tioueiine - peut-être aussi à l'Aouilène.

Les analyses existantes permettent de serrer d'un peu plus près ces différences. Mais elles sont en bien plus grand nombre pour le granite calco-alcalin potassique (18 analyses retenues, y compris celle du C.E.A. sur l'Aït-Oklan) que pour la variété monzonitique (5 échantillons seulement). En outre, les résultats sortent de plusieurs laboratoires (1). Aussi ne doit-on considérer le tableau ci-dessous que comme un indicateur de tendance.

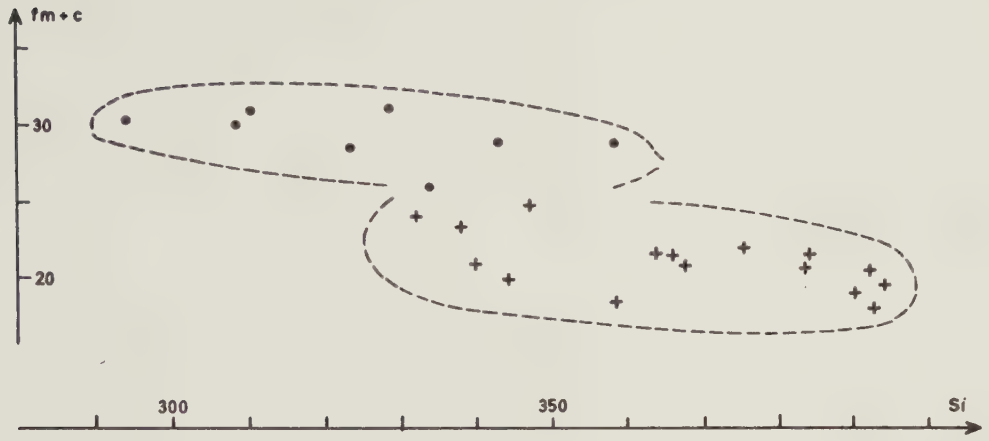
	Granite calco-alcalin potassique	Granite calco-alcalin monzonitique
SiO_2	71 - 73 %	69 - 70 %
MgO	0,4 %	1,1 %
Fe total (FeO)	2,25%	2,75%
CaO	1,6 %	1,9 %
K_2O	4,8 %	4,3 %

Les diagrammes des figures 86 et 87 illustrent assez clairement les deux tendances.

---

(1) D'où les fortes variations notées sur l'alumine, indépendamment du contexte géologique.

Figure 86 - Diagramme de Niggli illustrant l'existence des deux variétés du granite calco-alcalin courant



• Granites monzonitiques (Tihaliouine, Taharhaït, Tioueiine-centre, Aouitène

+ Granites calco-alcalins potassiques (massifs septentrionaux et Teg'orak)

L'on ne saurait exclure que des analyses plus nombreuses aboutiraient à multiplier les cas intermédiaires. Notons en particulier que le groupe septentrional comprend des massifs situés dans le Pharusien supérieur et d'autres qui recoupent le Pharusien inférieur : les premiers (Tesnou 1, Ti-n-Ezzoua, Aïk-Oklan...) montrent certainement la tendance potassique ; il faudrait préciser le cas des seconds. De toute manière, les granites monzonitiques du Sud restent bien individualisés et n'ont probablement pas d'équivalents au Nord, hormis certaines variations locales de l'Imehellatène.

1.2. DESCRIPTION DE QUELQUES MINERAUX

Les phénocristaux de feldspath potassique

Presque tout le feldspath potassique existe sous la forme de phénocristaux rectangulaires, qui sont longs de 1,5 à 2 cm en moyenne. La macle de Carlsbad est très fréquente, les perthites dessinent des rubans irréguliers d'aspect banal. Le quadrillage du microcline varie beaucoup en intensité d'un cristal à l'autre, sinon à l'intérieur d'une plage donnée ; il fait parfois défaut. Lorsqu'il est très développé, on peut en général déceler dans la roche des signes d'activité deutérique importante : métasomatose potassique (cas de l'unité 1 du Tesnou) ; albitisation, généralisée (Elbema Est) ou locale et erratique. On observe les petites inclusions classiques d'oligoclase, souvent parallèles aux faces du cristal-hôte (y compris aux petites faces, d'où une nette disposition zonaire (fig. 89 B). Les phénocristaux ont aussi tendance à englober des plagioclases plus gros d'orientation quelconque (planche 13, photo 4) : cette structure monzonitique caractérise surtout les variétés "basiques" du granite courant (massifs de Tihaliouine et de Taharhaït-n-Abror).

Les phénocristaux enrobés d'oligoclase

On les rencontre dans plusieurs massifs du Nord de l'essaim (Iseddiène surtout, mais également Ti-n-Akkor, Tesnou 1). La figure 88 en représente quelques exemples. Le feldspath potassique est maclé Carlsbad, perthitique et bien quadrillé. Il renferme de petits bâtonnets d'oligoclase. En principe, les auréoles sont monocristallines ou formées d'un petit nombre d'individus, mais elles ont tendance elles aussi à englober - et parfois à corroder - des plagioclases de la mésostase, qui apparaissent tantôt disposés au hasard, tantôt couchés en synneusis sur les phénocristaux (fig. 88 A).

Le plagioclase constituant les auréoles est de l'oligoclase moyenne (environ 20 % An). On observe des zonations légères, qui vont de An $\geq$ 20 % à la limite albite-oligoclase ; cette gamme de compositions correspond en partie à celle des plagioclases normaux du granite, mis à part le coeur généralement plus calcique de ces derniers. La zonation, progressive ou finement récurrente, part de l'axe de l'auréole où un contour automorphe de grand feldspath se lit souvent fort bien grâce à des lignes d'impuretés ; notons que la zone basique peut renfermer de la séricite et être un peu décalcifiée (88 C, D).

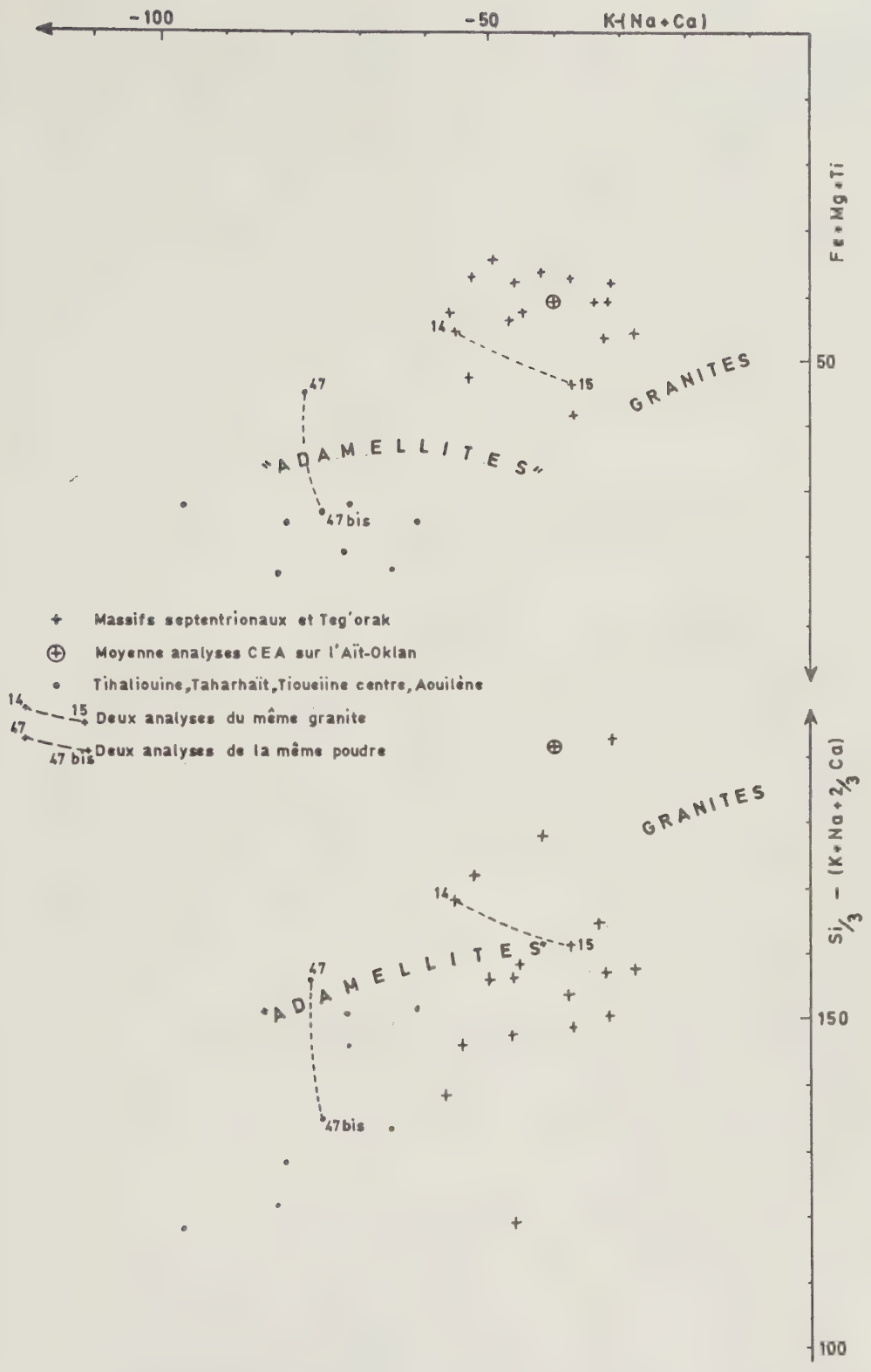


Figure 87-DIAGRAMME DE H. DE LA ROCHE(1964) POUR LES TAOURIRTS DU FOSSE PHARUSIEN

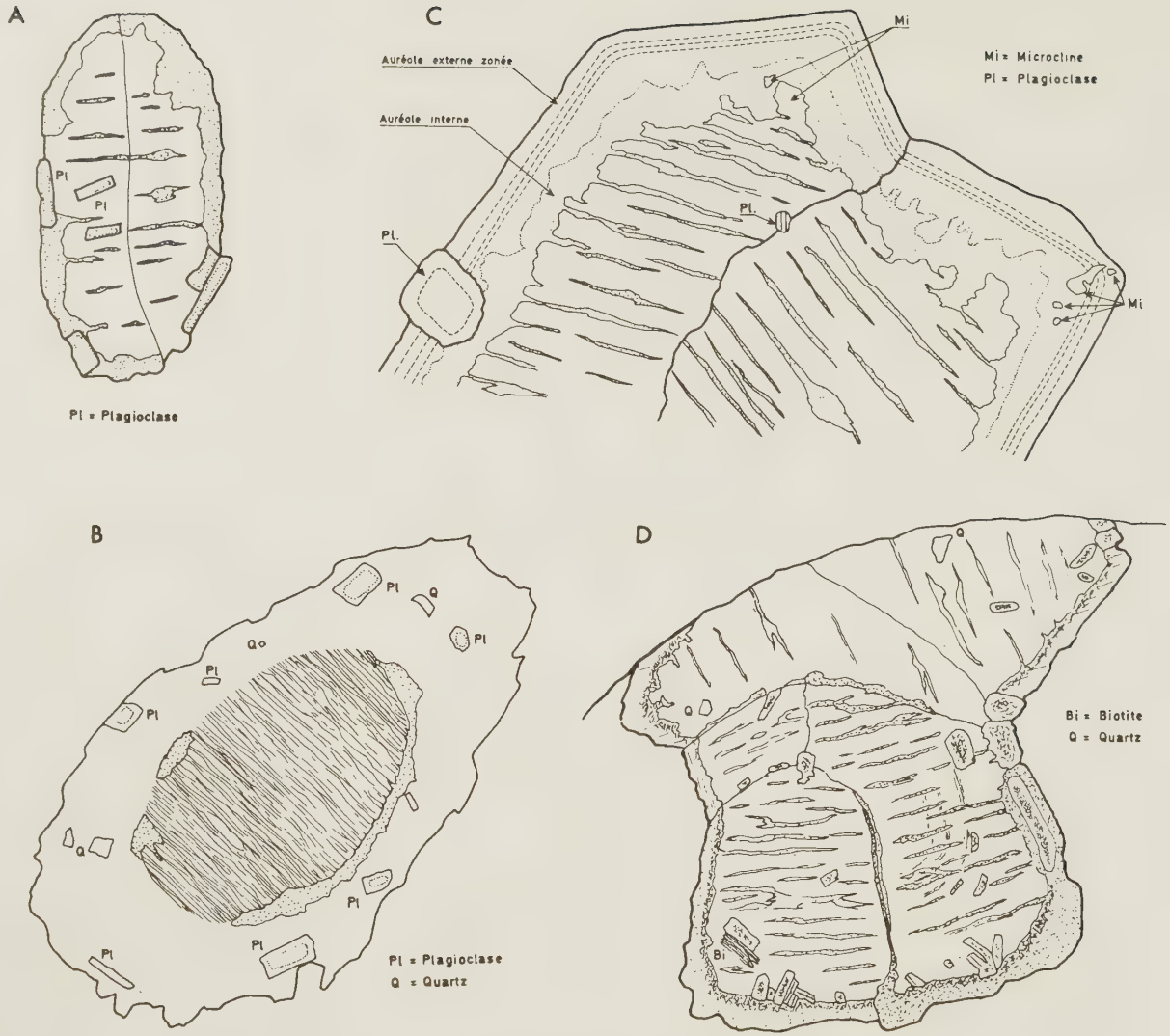


Figure 88 — EXEMPLES DE PHÉNOCRISTAUX ENROBÉS D'OLIGOCLASE

Provenance = A et D : Iseddiene; B : Imehellatène; C : Ti-n-Akkor

Remarquer : - en B, la zonation du phénocristal et la position interne de l'auréole. L'auréole se raccorde aux perthites, présentes seulement à l'intérieur.

- en C, une double auréole

- en D, la séricitisation des auréoles vers l'intérieur et la zonation d'un phénocristal (en bas à droite)

Figure 89 — DEUX EXEMPLES DE PHÉNOCRISTAUX ZONES

Voir aussi les figures 88 B et D

La limite interne de chaque auréole a un dessin très irrégulier : des îlots de microcline orientés optiquement comme la plage centrale se voient au milieu de l'oligoclase, surtout dans la zone enfermée par la ligne du contour automorphe.

Dans de nombreux cas, la couronne d'oligoclase, zonée ou non, est gangrenée de l'intérieur par de l'oligoclase un peu plus sodique qui se raccorde aux perthites, constituées par la même oligoclase (fig. 88 C). D'autres fois, c'est l'auréole entière qui se trouve en continuité parfaite avec les perthites ; les petits plagioclases englobés s'estompent, sont comme dissous : ces bordures homogènes ont sans doute été légèrement décalcifiées par rapport aux dépôts primaires.

Autre phénomène tardif, rarement observé : l'enrobement du tout, coeur et auréoles, par un dépôt de feldspath potassique (fig. 88 B).

Le mécanisme de tels enrobements est encore assez discuté, et cela se comprend sans peine ici. On est tenté d'attribuer à une cristallisation dans le magma la zonation de la frange externe. Mais le fait que des îlots de microcline existent jusqu'au bord d'un des cristaux étudiés (fig. 88 C) suggère un remplacement par l'oligoclase, phénomène dont certains auteurs ont nié la possibilité (Elders, 1968 ; voir aussi la mise au point de G. Guitard, 1970 (p. 157).

> En réalité, rien ne nous prouve que ces petites taches de microcline soient toujours résiduelles. Tout au contraire, peut-être en existe-t-il qui corrodent le plagioclase. Les signes d'une "microclinisation" secondaire ne manquent pas dans les Taourirts (le quadrillage inégal des phénocristaux, l'apparition sporadique de microcline en très petites plages à l'intérieur des oligoclases automorphes).

La formation des bordures plagioclasiques a peut-être été précédée par une phase de légère résorption dans le magma. En effet, on ne voit pas comment interpréter autrement l'ovalisation assez fréquante, encore qu'à peine marquée, des phénocristaux non enrobés de l'Iseddiène et du Ti-n-Akkor. La coëxistence de microcline ovalisés et de microclines enrobés dans les massifs est sans doute significative.

A première vue, les phénomènes décrits ici n'ont guère de points communs avec ce qui s'observe dans les véritables rapakiwis de type finlandais (Savolahti, 1962 ...).Les ovoïdes de ces massifs, dont le Taessa nous apportera un reflet au chapitre XVII, sont plus gros, plus arrondis, souvent formés d'orthose, et bourrés d'inclusions très caractéristiques (dont les "concave quartz") ; leurs auréoles sont fréquemment polycristallines. Malgré tout, une parenté s'impose entre les cristaux enrobés des Taourirts et les ovoïdes typiques, car leur place dans l'ordre de cristallisation est la même. Ces phénocristaux de feldspath potassique sont précoces, nettement magmatiques. Leur croissance a suivi de peu l'apparition des premières petites baguettes d'oligoclase. Ceci ne pouvait se produire dans les intrusions à tendance granodioritique du Sud.

Les phénocristaux zonés

Il n'en a pas été décelé dans les granites vraiment monzonitiques, alors que les Taourirts à tendance potassique en renferment couramment. Un premier type de zonation est illustré par les figures 88 B et 89 : il y a passage assez rapide et sans récurrences entre le coeur perthitique et le pourtour riche en inclusions. Parmi d'autres modalités, notons des bandes interrompues qui ressortent grâce à leur quadrillage (planche 14, photo 5), des liserés plus ou moins concentriques de perthites (fig. 89 B)[1].

Certaines zonations ont pris naissance dans le magma (Gagny, 1968 ; Hameurt, 1968) : c'est le cas des exemples photographiés (pl. 14, photos 1 et 5). D'autres prêtent davantage à discussion ; on attribue couramment un origine magmatique aux coeurs des cristaux et post-magmatique aux bordures riches en inclusions (Mehnert, 1968). Mais la petite taille des plagioclases inclus dans les franges bordières (2) incite à croire que

---

(1) Les fines zonations montrées par la photo 1 de la planche 14 sont tout à fait exceptionnelles ; le cristal photographié appartient en fait à la roche sans phénocristaux qui constitue l'un des filons émis par le granite monzonitique central du Tioueiine.

(2) Fig. 88 B et 89 A.

le deuxième stade du dépôt est lui-même magmatique (cf. Fernandez et Sabourdy, 1969).

Phénocristaux magmatiques ou porphyroblastes ? Causes de l'orientation minérale

Les paragraphes précédents apportent une réponse partielle à cette question. Il est hors de doute que certains phénocristaux des Taourirts se sont formés dans un magma fluide. Dans les rapakiwis, la cristallisation commence soit par le feldspath potassique (Savolahti, 1962), soit par le plagioclase, suivi de peu par le feldspath-K (Stewart, 1959 ; Vorma, 1971).

Mais ces phénocristaux enrobés, ou ovalisés, ou zonés, sont loin de représenter la majorité, même dans les quelques massifs où on les connaît. Aussi nous retrouvons-nous confrontés avec l'aspect le plus général du problème, si abondamment traité par les auteurs. Pour les grands cristaux des granites calco-alcalins, la cristallisation à partir d'un milieu fluide a de nombreux défenseurs, qui raisonnent notamment sur les inclusions de plagioclase (Frasl, Hibbard..., cités par Mehnert, 1968). On pourrait reprendre ici les mêmes arguments (1). Mais comme très souvent, la cristallisation des phénocristaux ne s'est terminée que dans un stade tardi- à post-magmatique. Essayons de préciser un peu les choses sur quelques exemples.

Le Tihaliouine : dans ce massif de granite monzonitique à faible tendance granodioritique, les feldspaths alcalins paraissent nettement postérieurs aux autres minéraux. Leur répartition est hétérogène : sur des affleurements entiers, ils font défaut ; sur d'autres, ils s'entassent en grappes. On voit mal comment expliquer ceci par l'action de courants car les phénocristaux dispersés ne semblent pas orientés et ont poussé dans un milieu immobile. Il n'y avait sans doute plus de "magma", mais un assemblage plus ou moins poreux de plagioclase et de biotite, rempli par des fluides potassiques résiduels (Oen, 1960, 1970 - voir aussi la figure 90, assez suggestive à cet égard).

Enfin, des enclaves de microdiorite ont été "microclinisées" et des filonnets monominéraux de pegmatite à microcline s'observent dans la zone de passage entre le granite porphyroïde et le granite équigranulaire environnant : nous sommes sûrs ainsi de l'existence d'une métasomatose potassique notable.

Le Tesnou 1 : Dans le granite très grossier du Nord, nous observons quelques phénocristaux précoces, zonés ou enrobés.

---

(1) Sans prétendre pour autant qu'il n'existe pas de porphyroblastes dans le monde!

Une belle orientation planaire subhorizontale caractérise le secteur SW ou d'Arhelad. Très nombreux, ayant certainement cristallisé au moins en partie dans un milieu fluide, les mégacristaux se montrent plus aplatis que de coutume (planche 13, photos 1 et 2). Ils dessinent une grande voûte surbaissée, totalement indépendante de la structure des terrains encaissants. Aussi avons-nous l'impression d'observer une véritable fluidalité, qui traduirait la poussée ascendante du magma ; il existe même des aspects locaux de turbulence des grands cristaux, et quelques schlieren micacés. A l'oeil nu, la mésostase aussi paraît orientée, quoique de manière discrète.

Ce schéma tout à fait "cloosien" ne constitue sans doute qu'une première approximation. Une étude structurologique des minéraux permettrait de repérer les stades de la cristallisation par rapport aux mouvements du magma, comme J. Pons (1971) l'a fait pour le massif de Quérigut. Il est probable que l'écoulement de la masse a cessé peu après le début de la cristallisation, et que la croissance des phénocristaux s'est déroulée pour une grande part dans une trame presque rigide. Mais les cristallites précoces avaient été orientés mécaniquement.

L'existence d'amas feldspathiques est l'un des traits frappants de ce secteur du Tesnou 1. Il est moins malaisé qu'au Tihaliouine d'imaginer des amoncellements dans le magma, puisqu'ici les phénocristaux paraissent avoir commencé à cristalliser plus tôt et dessinent une fluidalité magmatique. Mais les formes de ces amas sont très quelconques, elles n'apparaissent en aucune manière réglées sur l'orientation minérale, et l'on observe par ailleurs les signes d'une forte métasomatose potassique, en particulier dans les enclaves de métasédiments. Il semble donc préférable de rapporter les grappes de phénocristaux à un stade postmagmatique.

Le Ti-n-Ezzoua Sud : dans la moitié SW du massif, les phénocristaux dessinent un arc à grand rayon de courbure. Ce dispositif est dû, soit à une pression magmatique dirigée vers l'extérieur (Oen, op. cit.), soit à des courants de convection (voir plus loin). La croissance des phénocristaux se déroulait sans doute selon le schéma entrevu à propos du Tesnou 1.

D'une manière générale, on peut dire que les phénocristaux des Taourirts ont tendance à s'orienter et que la direction la plus souvent observée sur les dalles horizontales est de l'ordre de NW-SE. Mais cette tendance se marque très inégalement d'un massif à l'autre, ainsi qu'à l'intérieur d'un massif donné. Des changements de cap s'observent sur quelques mètres de distance : ceci paraît assez caractéristique d'une fluidalité. Aucun doute sur l'origine magmatique de l'orientation n'est possible lorsqu'on observe une structure aussi particulière que la grande voûte du Tesnou 1.

En même temps, il paraît indéniable que certains aspects de l'orientation minérale sont dûs à des contraintes imposées de l'extérieur, et non plus à la dynamique interne de la masse intrusive.

Rappelons les cas limites du Tesnou 1 à l'Est et du Taourirt-tan-Ataram, où le granite se montre folié et laminé selon des plans NW-SE verticaux : cette disposition résulte du jeu coulissant des accidents méridiens (discordance intrapharusienne, 4° 50'), et pouvait apparaître à partir du moment où le matériau était suffisamment consolidé pour transmettre les contraintes.

Les feldspaths ne sont pas les seuls minéraux à matérialiser l'existence de ces contraintes. Il arrive que les biotites fournissent d'excellents arguments. Ainsi :

- dans les filons visibles en bordure du granite central du Siledrar, elles se montrent orientées perpendiculairement aux épontes (fig. 60, p. 249). Or, il s'agit bien ici de filons injectant des fractures ouvertes. Impossible de considérer le parallélisme des biotites comme mimétique de quelque chose.

- Au Ti-n-Ezzoua Sud (fig. 22 D, p. 155) et à l'Iseddiène (p. 235), l'orientation minérale est localement discordante sur les contacts entre granites fins et grossiers.

Couleurs des phénocristaux : la dualité feldspaths roses - feldspaths blancs

La couleur des phénocristaux est tantôt le rose, tantôt le blanc. Le rose : c'est le cas dans ceux des Taourirts septentrionaux - du Temouzereg' à l'Iseddiène - qui ont traversé des terrains rigides (Pharusien inférieur, pluton du Tig'elamine). Parmi les Taourirts méridionaux, relevons les noms du Teg'orak et de l'Aouilène. Le blanc : nous l'observons dans les massifs recoupant les formations schisteuses du Pharusien supérieur (premières unités du Tesnou, Adrar Elbema, Elbema Est). Une nuance intermédiaire grise ou gris-rosé : elle caractérise les feldspaths potassiques des granites monzonitiques "basiques" du groupe méridional (Tihaliouine, Taharhaït-n-Abror, coeur du Tioueiine).

Cette diversité des coloris n'est guère explicable avec nos connaissances actuelles sur ces granites, mais il vaut la peine de la signaler en pensant à un article récent de J. Didier et J. Lameyre (1972). Dans le Massif Central français, les granites carbonifères à feldspaths alcalins rouges recoupent tous le vieux socle antéhercynien, tandis que les granites à feldspaths blancs auraient une aire plus large de répartition. Or, nous aurons l'occasion de noter que les conditions de mise en place et de cristallisation des Taourirts différaient quelque peu selon la compétence et la lithologie de l'encaissant - d'où un point de comparaison éventuelle avec le Massif Central.

Les plagioclases : caractères primaires et modifications postmagmatiques

Le plagioclase est en principe une oligoclase subautomorphe, zonée depuis An 25-28 % jusqu'à la limite de l'albite. Dans les granites monzonitiques du Sud, les coeurs peuvent atteindre la limite de l'andésine. Dans les granites calco-alcalins normaux, la zonation est souvent beaucoup moins importante, encadrant la valeur An 20 %. De fines myrmékites apparaissent parfois au contact des feldspaths potassiques.

Le degré d'automorphie dépend visiblement de la fluidité du milieu au moment où ces minéraux ont cristallisé. Il est fort dans les roches les plus monzonitiques à large intervalle de cristallisation, ainsi que dans les granites potassiques à fluidalité bien marquée (cas du Tesnou 1 au SW). Il est faible dans les variations à très gros grain, telles qu'on en connaît à l'Imehellatène et dans le Nord du Tesnou 1 (2). L'allongement des cristaux automorphes varie aussi de façon apparemment significative selon qu'on observe ou non une fluidalité bien marquée.

---

(1) Remarquons la couleur rose de la plupart des phénocristaux à tendance rapakiwi, qui sont de cristallisation précoce. Les feldspaths potassiques des Taourirts méridionaux "basiques" sont relativement tardifs, et n'ont pas cette couleur.

(2) Rappelons pour mémoire l'existence de variétés protoclastiques où naturellement l'automorphie ne pouvait apparaître (Ti-n-Erit, Taourirt Ta-n-Ataram).

La zonation se fait assez progressivement, mais non sans l'intermédiaire de quelques fines récurrences. Rien que de très classique dans les aspects de coeurs corrodés, de "patchy-zoning" (1) (Vance, 1965; "zonation marbrée" de D. Laffont, 1971) ; ils sont naturellement plus nets dans les Taourirts à tendance "basique". Peu nombreux à vrai dire, les coeurs calciques corrodés sont hérités du stade intratellurique de la cristallisation, alors que l'oligoclase moyenne et sodique n'a précipité qu'une fois le magma mis en place (Vance, 1962 ; Wiebe, 1968).

Ces générations successives de plagioclase n'apparaissent pas toujours associées sur le même cristal (fig. 91 A). On peut voir des cristaux de taille normale pour la roche en inclure de plus petits, qui sont plus calciques.

Très caractéristiques sont les accollements en synneusis (planche 17, photos 3 et 4). Il s'agit là d'une notion connue de longue date (Vogt, 1921). Périodiquement invoquée à juste titre pour étayer une interprétation magmatiste du granite (Schermerhorn, 1956), elle restait sous-employée par l'ensemble des pétrographes. L'article de J. Vance (1969) l'a remise en vigueur et beaucoup d'auteurs français en font maintenant état.

Les synneusis ressortent d'autant mieux que les cristaux sont plus zonés : aussi les remarque-t-on avant tout dans les Taourirts méridionaux où apparaissent parfois des amoncellements de nombreux individus. Une autre condition nécessaire à leur développement est une fluidité suffisante du milieu : elle semble avoir été moins souvent réalisée dans les massifs du Nord, où cependant les synneusis ne sont pas rares.

Ces oligoclases primaires ont subi les atteintes locales d'une décalcification postmagmatique (Schermerhorn, 1956, 1969)(fig. 91 B). Outre l'albite, les sous-produits de ces réactions sont la séricite, ce qui est classique, et la fluorine, ce qui l'est moins : nous les retrouverons

---

(1) La figure 91B montre cependant une variété moins courante de ce type de zonation, guidée par des fissures du plagioclase.

sur une échelle bien supérieure dans la troisième partie du mémoire, et particulièrement au chapitre XVIII. Le quadrillage du microcline se développe de façon concomitante. Dans les Taourirts du fossé pharusien, cette décalcification accompagnée de la formation de fluorine se manifeste d'abord par bouffées sporadiques. Mais un stock mineur comme l'Elbema Est semble avoir été affecté dans toute sa masse ; or il recèle le meilleur indice de cassitérite du fossé.

> Le phénomène existe aussi dans les coupoles leucogranitiques de Ti-n-Ezzoua Nord et de l'Adrar Elbema, si bien que l'on peu se demander jusqu'à quel point ces leucogranites à microcline et oligoclase sodique ne représentent pas d'anciens granites calco-alcalins.

Autre mode d'altération des oligoclases : une légère saussuritisation, toujours erratique et localisée.

Le Quartz

Son abondance est difficile à estimer car la répartition des cristaux semble peu homogène sur l'échantillon. Le chiffre de 25 % donné au début du chapitre ne constitue qu'une approximation assez vague. Il s'abaisse quelque peu dans les granites monzonitiques du Sud, alors qu'il monte jusqu'à près de 30 % dans des massifs comme l'ovale d'Iseddiène et le Ti-n-Akkor.

A l'oeil nu, on voit des grains plutôt globuleux, de 0,5 cm en moyenne, ainsi que des amas très quelconques, peu serrés, dépassant parfois le cm. Peu de faits saillants à signaler sous le microscope, sinon que les quartz ont tendance à mouler les plagioclases, alors qu'ils sont convexes, voire automorphes, au contact des feldspaths potassiques. Dans le détail, on observe des quartz hexagonaux précoces, de petite taille, inclus dans les feldspaths-K, et aussi des aspects de corrosion de ces derniers par du quartz interstitiel. C'est dire qu'en gros, les deux minéraux apparaissent synchrones, mais que le quartz aurait commencé à cristalliser avant : conclusion en bon accord avec les travaux expérimentaux (Piwinskii et Wyllie, 1968 ; Khitarov et al., 1969...).

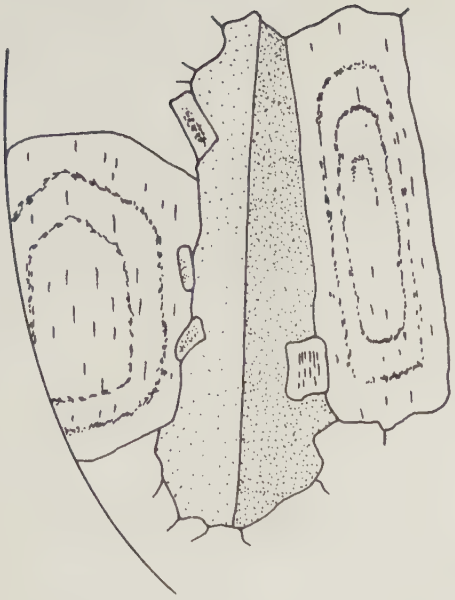


Figure 90 — UN CRISTAL DE FELDSPATH POTASSIQUE MACLÉ CARLSBAD TEND A MOULER DES OLIGOCLASES AUTOMORPHES (MASSIF D'ELBEMA EST)

Les petits cristaux sont aussi des oligoclases

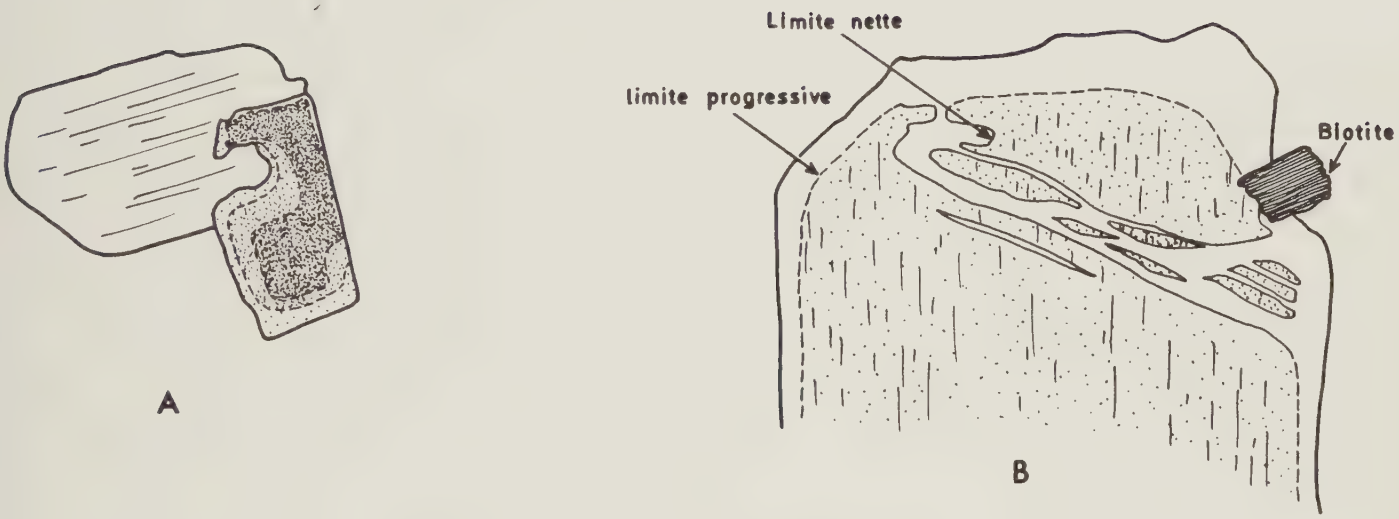
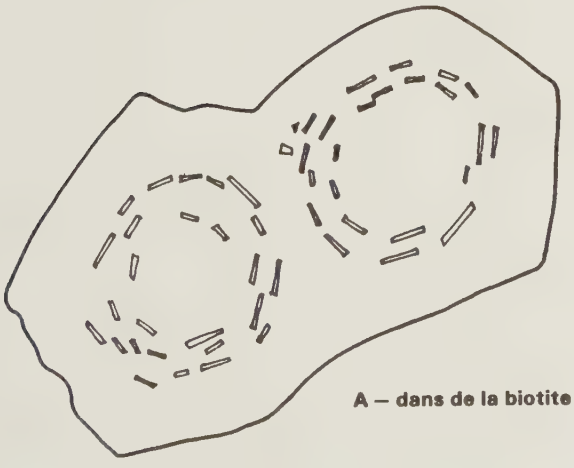


Figure 91 — DECALCIFICATION D'OLIGOCLASES

A – Mise en évidence de deux générations de plagioclases dans le granite grossier de Tihaliouine

B – La décalcification a sans doute été guidée par des fissures (Ti-n-Akkor)



A — dans de la biotite

B — dans du zircon

Figure 92 — APATITE EN INCLUSIONS

L'existence d'au moins deux générations de quartz est évidente au vu des photos 9 et 10 de la planche 17, mais ne ressort aussi clairement que dans des variétés hétérogranulaires, monzonitiques, à large intervalle de cristallisation.

Les ferromagnésiens

La biotite se présente de manière très banale : d'un vert-olive mélangé de brun, dispersée en petits groupements informes, un peu corrodée par les feldspaths, plus ou moins chloritisée par places. Les analyses chimiques seront commentées dans le paragraphe consacré aux schlieren.

L'amphibole n'existe pratiquement pas dans les massifs qui recoupent le Pharusien supérieur. On la connaît au Ti-n-Akkor, dans les parages de la microgranodiorite de l'Imehellatène et dans les Taourirts méridionaux (Teg'orak exclus). Il s'agit d'une hornblende vert foncé à caractère hastingsitique ; elle a fait l'objet de quelques analyses, sur échantillons provenant des schlieren dont il sera question ci-après.

2 - LES SCHLIEREN SURMICACES

Les figures 27 (pages 165) et 48 (page 228), ainsi que les photos de la planche 10, traduisent la plupart des aspects observés. D'après ce qui ressort de la bibliographie consultée, les schlieren d'Iseddiène comptent parmi les plus beaux du monde ; ils ont en effet une extension et une continuité exceptionnelles. L'affleurement du Ti-n-Akkor mérite aussi une mention spéciale. D'autres très bons exemples s'observent dans l'Imehellatène Nord, le Tihalioune et le Taharhaït-n-Abror Nord. En fait, presque tous les massifs renferment de ces traînées et tourbillons biotitiques.

2.1. CONSTITUTION

Examinons successivement les cas des minéraux sombres et des minéraux clairs.

Ferromagnésiens et accessoires

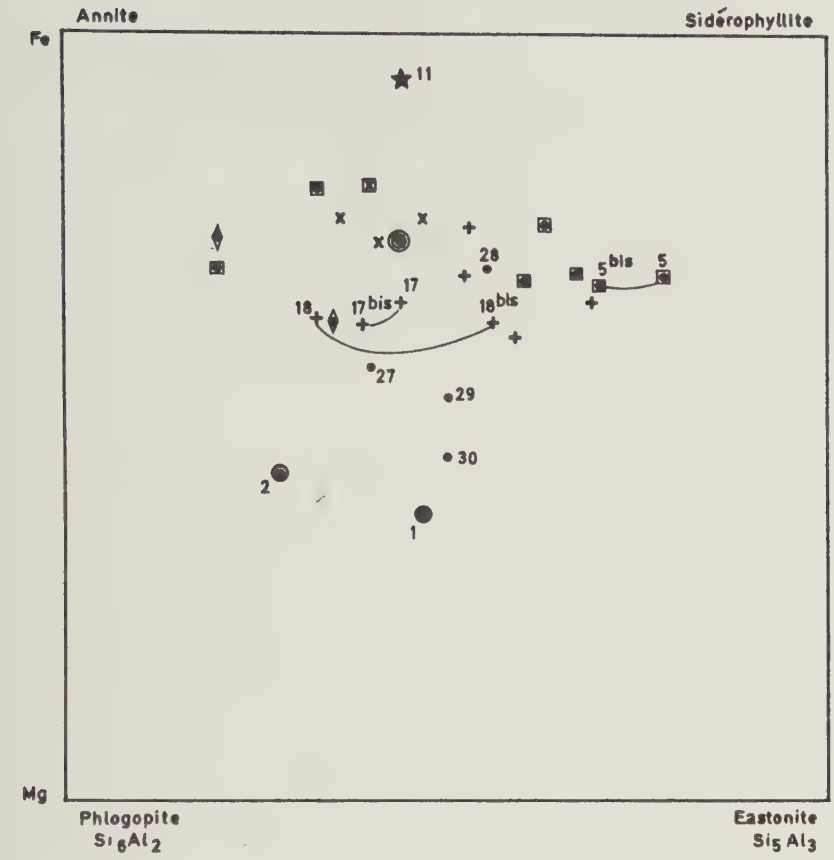
1) La biotite, brun-vert et rarement atteinte par la chloritisation, constitue des tablettes assez épaisses et trapues ; sa croissance a visiblement interféré avec celle du plagioclase. Les inclusions sont classiques : apatite et zircon ; notons cependant la disposition concentrique des aiguilles d'apatite (fig. 92 A), plus souvent réalisée ici que dans le granite. A l'Iseddiène, quelques analyses nous permettent de comparer la biotite des schlieren (m. 18 et 18 bis de l'annexe IV) avec celle de la roche normale (m. 17, m. 17 bis) : il n'apparaît pas de différences significatives (1).

Nous pouvons alors commenter l'ensemble des analyses faites sur les biotites des granites courants et des schlieren (fig. 93). Le caractère plus ferrifère que magnésien ressort nettement, sauf pour deux des échantillons du Taharhaït-n-Abror (m. 29, m. 30) et pour celui

---

(1) Il convient de ne pas attacher trop d'importance à la dispersion horizontale des points dans le carré de A.N. Winchell (fig. 93) : les erreurs analytiques y sont pour beaucoup, comme le montre l'écartement des points m. 18 et m. 18 bis. D'autre part, c'est à un début de chloritisation que l'on doit attribuer la faiblesse relative de K_2O dans les analyses 17 et 17 bis.

Figure 93 – CHIMISME DES BIOTITES DANS LES TAOURIRTS DU FOSSE PHARUSIEN



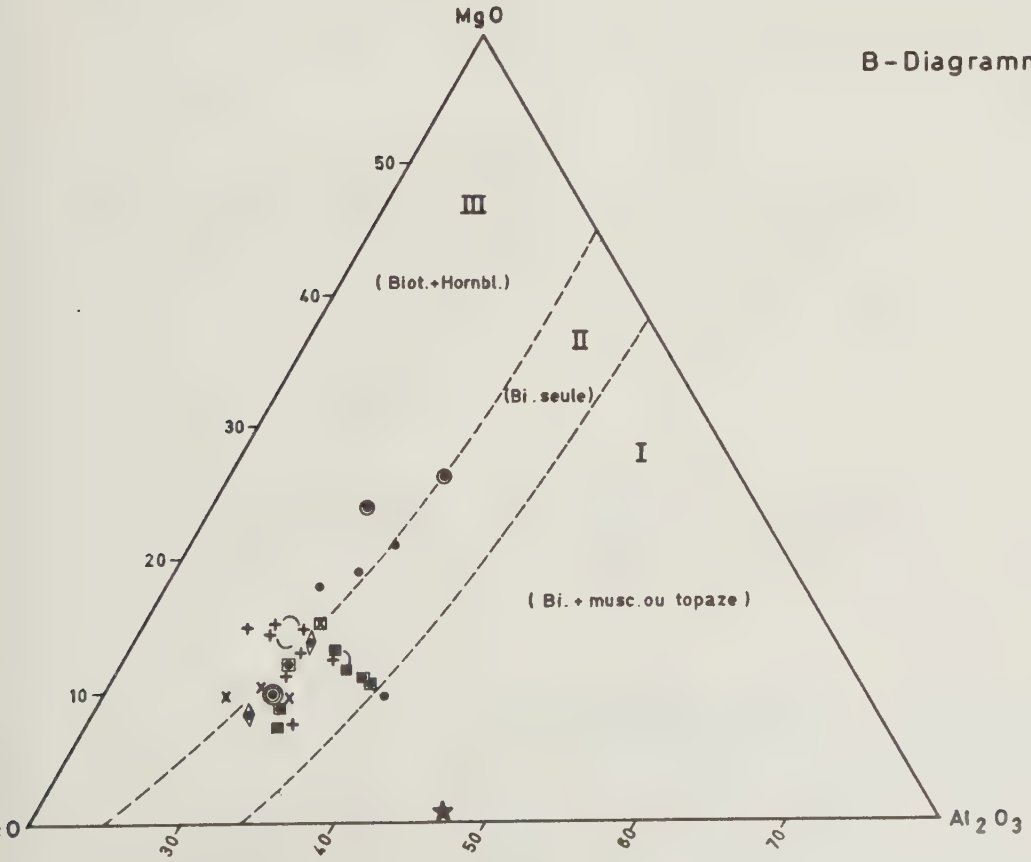
A – Diagramme de A.N. Winchell

2 Analyse m.2 (numéro d'ordre dans les tableaux de l'annexe IV)

Deux analyses du même echantillon par deux laboratoires différents

- Tesnou 1, Ti-n-Ezzoua
- Ti-n-Akkor
- Imehellatène
- Iseddiène
- Tihaliouine, Taharhaït
- Tioueiine
- Tesnou 6
- Tiholiarène
- Plutons anté-Taourirts

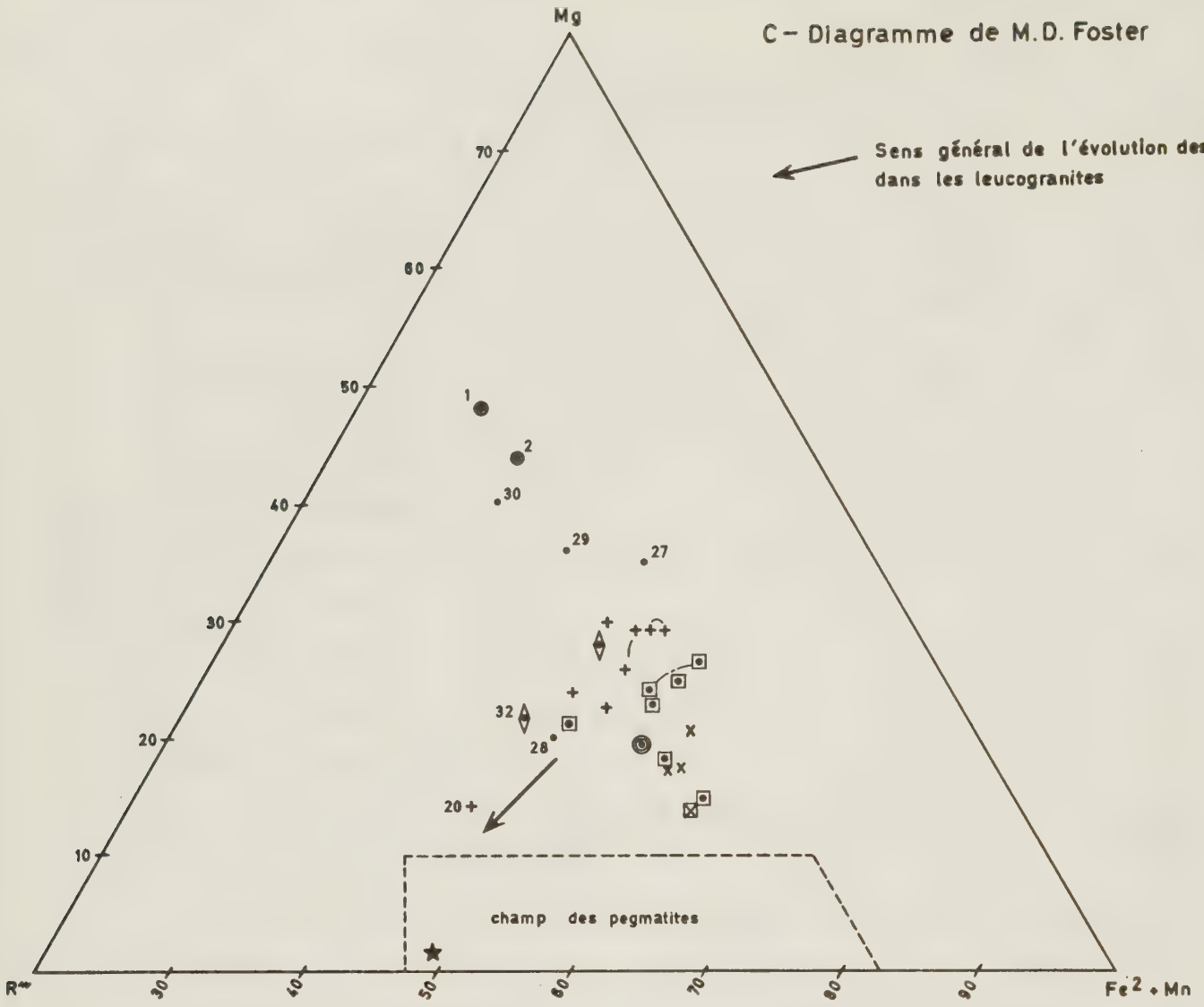
} Légende commune aux figures A.B.C.D



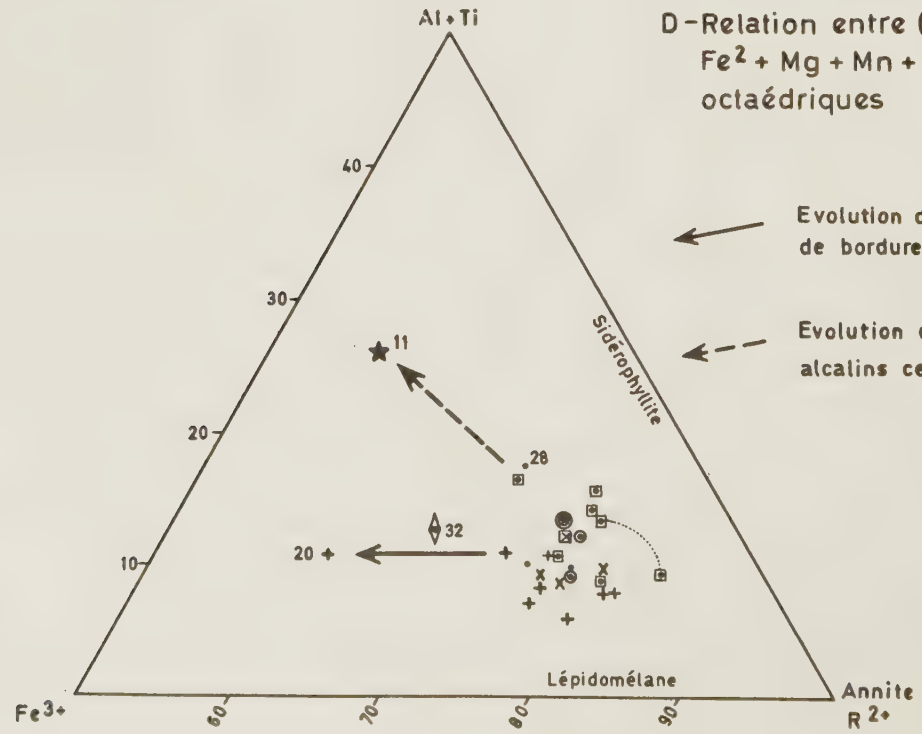
B – Diagramme de Nockolds

Figure 93 (suite)

C – Diagramme de M.D. Foster



D – Relation entre (Al + Ti), Fe^{3+} et R^{2+} = Fe^{2} + Mg + Mn + Li dans les sites octaédriques



du Tihaliouine (m. 27). C'est la manière dont se traduit au niveau des micas l'individualité des Taourirts méridionaux (1).

Analysées à titre de comparaison, la biotite d'une tonalite du Pharusien inférieur (m. 1) et celle d'une variation leucodioritique du Tig'elamine (m. 2) apparaissent plus magnésiennes. Elles sont aussi beaucoup plus pauvres en fluor et en lithium. Les analyses partielles m. 3 et m. 4 du Tig'elamine ouest révèlent une teneur en MgO comparable à celle des biotites du Taharhaït-n-Abror et du Tihaliouine. Quant au Tihoiiarène, massif de caractère ambigu, il donne une vraie biotite de Taourirt.

2) L'amphibole est présente quand le granite courant en contient. Comme dans celui-ci, elle reste beaucoup moins abondante que le mica. Elle forme des grains plus ou moins ramassés, mais jamais d'aiguilles ; au Ti-n-Akkor, les cristaux sont très imbriqués entre eux et avec les biotites. D'après les caractères optiques, il s'agit d'une hastingsite identique à celle du granite ; l'analyse II (annexe IV, tableau 5), bien qu'imparfaite, semble confirmer une telle attribution ; les analyses partielles IV et V aussi.(2)

Dans les secteurs soumis à une percolation postmagmatique d'eau, on note la pseudomorphose totale de ces amphiboles par de la biotite et par du quartz en grains émoussés (planche 16, photos 1 et 4). Le mica des schlieren tend alors à présenter des bordures symplectiques.

3) Les minéraux accessoires (fig. 92) sont ceux du granite mais avec une concentration bien supérieure (seule paraît faire exception la fluorine, rare dans les schlieren). A l'Iseddiène, l'allanite est particulièrement fraîche et bien formée.

Minéraux clairs

Il est difficile d'en préciser l'abondance, qui varie beaucoup d'un échantillon à l'autre : le plus souvent, elle atteint ou dépasse celle des ferromagnésiens.

---

(1) La biotite m. 28 du Taharhaït-n-Abror est beaucoup plus ferrifère. Or il s'avère que l'échantillon du granite dont elle provient a subi l'assaut des phénomènes postmagmatiques (albitisation, séricitisation).

(2) Rappelons les indices obtenus : $n'g = 1,690 \pm 0,002$ $n'p = 1,673 \pm 0,001$.

1) L'oligoclase domine largement. Elle est zonée comme dans le granite. Les formes sont trapues, détail symptomatique d'une gêne introduite par la croissance simultanée des principaux minéraux de la roche (ferromagnésiens et plagioclases). L'automorphie n'est pas toujours réalisée, loin de là, sans doute en raison de cette gêne ; quand elle l'est, ou quand les ferromagnésiens ne sont pas trop abondants, on observe des synneusis. Les recristallisations postmagmatiques, actives dans certains secteurs, ont aussi pu modifier la structure de la roche.

2) Le quartz ne montre pas de caractères saillants, sauf au Ti-n-Akkor où il recristallise en plages anguleuses et poecilitiques.

3) Le feldspath potassique semble équilibré avec celui du granite environnant. Selon les échantillons, on remarque :

- des plages interstitielles, quadrillées, qui corrodent les oligoclases (Ti-n-Akkor) ;

- des grains maclés Carsbad, ayant la même taille que les plagioclases et non quadrillés (Iseddiène) ;

- des phénocristaux aplatis (planche 10, photos 6 et 7), maclés Carlsbad. Très rares mais de grandes dimensions à l'Iseddiène, ils sont un peu zonés avec une périphérie riche en inclusions et pauvre en perthites (cf. fig. 89 A) ; les inclusions d'oligoclases tournent en conformité avec les contours. Nombreux et petits au Ti-n-Akkor, ces cristaux ont acquis un quadrillage secondaire, que l'on doit mettre en parallèle avec la blastèse de microcline dans la mésostase. Précisons enfin que le feldspath potassique manque totalement dans certains schlieren .

Conclusion à l'étude pétrographique

Soulignons la similitude minéralogique des lits surmicacés et du granite. Ce sont les proportions relatives des minéraux qui font la différence. Le schlieren moyen a la composition d'une granodiorite mésocrate, mais il passe souvent à la diorite quartzique.

Beaucoup de détails texturaux indiquent une cristallisation à partir d'un magma (planche 13, photo 3). Mais il peut exister aussi des preuves d'évolution secondaire, notamment au Ti-n-Akkor et dans les secteurs périphériques de l'Iseddiène.

2.2 - INTERPRETATION DES SCHLIEREN

On a beaucoup écrit sur les schlieren. Les solutions proposées sont de deux sortes : naissance aux dépens de matériel encaissant, origine purement ignée.

a) La première solution revêt elle-même deux aspects :

1. Les schlieren seraient des métasédiments incomplètement fondus dans la zone de naissance du magma, puis entraînés vers le haut et étirés (Hutchinson, 1956).

Dans les granites autochtones d'anatexie, il se peut en effet que certains schlieren soient des restites. Mais dans le cas du granite intrusif et circonscrit qu'étudiait Hutchinson, l'hypothèse a perdu toute vraisemblance puisque l'on envisage maintenant une origine infracrustale pour le magma (Ragland et al., 1968). Or cet exemple est représentatif d'un très grand nombre de cas.

2. Les schlieren sont dûs à la reprise et à l'assimilation partielle de fragments d'encaissant (Gindy, 1956 ; Pitcher et Berger, 1972 ; voir aussi la revue bibliographique de J. Didier, 1973, pp. 352 à 354). On observe alors toutes les étapes intermédiaires entre le matériel de départ et l'amas biotitique ; ce dernier a souvent une forme ramassée.

Or aucun argument ne permet d'appliquer cette hypothèse au cas des Taourirts. Enclaves d'encaissant et schlieren ne sont pas associés sur le terrain et l'on ne remarque jamais de roches d'aspect intermédiaire. Plus significative encore est l'indépendance totale entre le dispositif dessiné par les traînées biotitiques - celles-ci restent plus ou moins concentriques aux massifs - et les structures de l'encaissant. Rappelons enfin les résultats de l'étude pétrographique : les minéraux des schlieren ne sont autres que ceux du granite ; ce sont même les premiers de l'ordre normal de cristallisation.

b) Passons en revue diverses manières de concevoir une origine purement ignée des schlieren.

1. "Fronts basiques", diffusion dans le solide - Cette théorie n'explique pas la texture typiquement magmatique que l'on observe dans les lames minces des grands schlieren.

2. Ségrégation à la périphérie des pegmatites - Ce mécanisme vaut pour les liserés de biotite qui entourent des poches à gros quartz et microcline (1) (Gindy, 1956). Signalons à ce propos que la localisation fréquente de nids pegmatitiques contre les longues traînées micacées (fig. 48 K,L) constitue en général un piège pour l'observateur : le schlieren n'est en aucune manière lié génétiquement à la formation de la pegmatite, ainsi qu'il sera précisé un peu plus loin. D'ailleurs, beaucoup de ces poches de pegmatite recoupent les schlieren (fig. 48 J).

3. Processus sédimentaires (dépôt par gravité, slumps, stratifications obliques ...). Ce mécanisme a été proposé pour les schlieren peu inclinés de certaines intrusions des U.S.A. (Sherlock et Hamilton, 1958 ; Bateman et al., 1963), d'Irlande (Claxton, 1968), et surtout du Groenland (Harry et Emeleus, 1960, 1963 ; Harry et Pulvertaft, 1963 ; Wager et Brown, 1967). Chacun des lits tend à montrer l'opposition entre un bord inférieur net et une partie supérieure se diluant dans le granite ("grano-classement").

Il est de fait que les dessins et photos provenant du Groenland évoquent de manière frappante les grandes traînées d'Iseddiène. Cependant les schlieren des Taourirts sont plus inclinés ; l'exemple illustré par la fig. 48 G et par la photo 4 de la planche 10, paraît exceptionnel, tout au moins pour le niveau d'affleurement considéré. Dans le cas d'un schlieren présentant un limite nette et une limite floue, il arrive que la première se trouve en haut. Aussi l'hypothèse des cumulats semble-t-elle en défaut dans les Taourirts.

---

(1) Exemples dans la couronne interne d'Iseddiène, et aussi au contact interne de la frange leucogranitique du NW de l'Imehellatène. L'exemple montré par la photo 2 de la planche 10 s'interprète peut-être autrement (voir le texte accompagnant la planche).

4. Ecoulement différentiel du magma. Rôle de la convection.

Le déplacement relatif de portions du magma ayant des viscosités différentes tend à faire apparaître des structures de fluidalité : nous retrouvons ici les conceptions classiques de H. Cloos. Les premiers cristaux formés se concentrent à la bordure du courant magmatique, là où le mouvement est ralenti par friction et perte de chaleur (Bateman et al., 1963). Il en résulte l'aspect souvent "granoclassé" des schlieren à fort pendage, et aussi les inversions du sens du classement d'un schlieren à l'autre (Fournier, 1968). De nombreux détails observés dans les Taourirts trouvent ainsi une explication satisfaisante :

- le caractère souvent hololeucocrate des travées de roche intercalaire ; c'est là que tendront à se concentrer les fluides tardi- et post-magmatiques liés à l'évolution locale. D'où les nids assez nombreux de pegmatite feldspathique dont il a été question plus haut ;
- la troncature d'un système de schlieren encore plastiques par un nouveau courant (fig. 48 A, B, C ; planche 10, photo 1) ;
- les petits rythmes du Tin-Akkor, dans des schlieren subverticaux (planche 10, photo 7) ;
- les ondulations du contact entre le Ti-n-Akkor et sa bordure leucogranitique de l'Ouest (planche 10, photo 5 ; fig. 27 D, E);
- le schlieren bordant le coeur du Taharhaït-n-Abror n° 2 (planche 9, photo 5 ; explications page 291) ;
- les grands phénocristaux aplatis de microcline qui apparaissent sporadiquement au milieu de la partie la plus noire de tel ou tel schlieren d'Iseddiène : ils seraient inexplicables par un processus de sédimentation (Emeleus, op. cit.).

Les auteurs de travaux modernes sur la viscosité des magmas granitiques aboutissent à l'idée que la convection était parfaitement possible et qu'elle a pu jouer un rôle important (Lacy, 1960 ; Shaw, 1965 ; Bartlett, 1969 ; Carron, 1969). L'interprétation des schlieren à l'aide de courants magmatiques se trouve ainsi justifiée *a priori* par ces recherches, et les conditions du terrain en renforcent la vraisemblance.

Ainsi qu'il sera précisé plus loin, les grands schlieren des Taourirts ont pris naissance sous un capuchon apical de granite tout juste cristallisé, mais encore chaud. Aussi le refroidissement du magma était-il lent. Considérant que l'intervalle de cristallisation d'un magma de granite monzonitique peut atteindre 200° (Piwinskii et Wyllie, 1968 ; Khitarov et al., 1971), un régime de courants a eu le temps de s'établir et de brasser les premiers cristaux formés, qui sont précisément ceux entrant dans la constitution des schlieren.

On explique alors sans peine les copeaux et petits tourbillons de roche surmicacée qui s'observent parfois dans le granite normal : ce sont des fragments de schlieren précoces, disloqués et repris dans le magma (fig. 48 D)[1].

Remarque

Le fait d'avoir mis l'accent sur le rôle des courants ne doit pas nous conduire à nier l'existence d'une sédimentation par gravité. En réalité, beaucoup d'auteurs admettent le jeu simultané des deux phénomènes. Mais il nous est bien difficile de savoir quelle importance ces processus sédimentaires ont pu avoir dans les Taourirts.

---

(1) Encore doit-on s'assurer qu'il ne s'agit pas de fragments de roches basiques modifiées par la magma granitique. Partout où on les a identifiés (Tesnou 1, p. 142), ces fragments sont des boules ou des oeufs à bords nets.

CONCLUSION A L'ETUDE DES SCHLIEREN

Les schlieren surmicacés des Taourirts sont pour la plupart des figures dues à l'écoulement différentiel de portions inégalement visqueuses du magma. Aussi illustrent-ils l'importance des phénomènes de convection dans les granitoïdes calco-alcalins. Avec leur tracé onduleux qui reste grosso-modo parallèle aux contours des massifs, il dessinent une fluidalité typique et précoce.

Point très important, ils nous confirment dans une notion entrevue lors de la description des plagioclases du granite : les Taourirts n'ont vraiment commencé à cristalliser qu'une fois le magma mis en place. Les calculs thermodynamiques de Kleeman, cités par Oen (1970, p; 175[1]) fournissent une base théorique à cette affirmation.

Quelques concentrations micacées de moindre importance sont liées à l'individualisation tardive de pegmatites en lentilles.

---

(1)"D'après ces calculs, les magmas granitiques mis en place rapidement à faible profondeur ont tendance à demeurer longtemps liquides. En effet, pour un magma qui serait monté de 37 à 5 km et qui cristalliserait dans une proportion de 37 %, la chaleur latente de cristallisation ainsi libérée peut suffire à compenser l'élévation de la température de fusion due à la baisse de pression solide".

3. LES CORPS BASIQUES ASSOCIES ET LES ENCLAVES MICROGRENUES

3.1. GENERALITES

Les Taourirts renferment très peu de débris des terrains encaissants. En revanche, ils sont bien pourvus en enclaves de roches éruptives co-génétiques [1]. Parmi ces roches, des diorites plus ou moins quartziques, des granodiorites, des granites monzonitiques, presque toujours à grain fin ou très fin : nous avons affaire aux célèbres "enclaves microgrenues" (Didier et Roques, 1959, 1960 ; Didier, 1964). Seules quelques tonalites se présentent localement avec un faciès grenu.

La diversité des tailles est frappante - 10 cm à 1 km -, surtout si l'on considère les termes basiques. La notion d'enclave fait ainsi place à celle de corps associé, visible en bordure ou même à l'extérieur du massif granitique. Quelques petites intrusions gabbro-dioritiques s'insèrent dans ce cadre élargi.

Classification pétrographique des enclaves microgrenues

Faite sans l'aide d'analyses en nombre suffisant, elle reste un peu schématique et arbitraire, d'autant que la gamme des compositions est continue. Mais il n'en résultera pas d'inconvénient sérieux pour une étude exploratoire.

(Micro)diorites et (micro)diorites quartziques

En principe, ces roches sont nettement plus riches en ferromagnésiens (biotite et amphibole) que le granite-hôte. Elles ont une texture de type doléritique, parfois masquée par des recristallisations.

---

(1) Cet adjectif n'implique pas nécessairement la cristallisation à partir du même magma "parent". Il sous-entend que les roches en question ont été formées par divers processus pétrogénétiques pendant un épisode donné de magmatisme : fusion ± synchrone à plusieurs niveaux (manteau supérieur, croûte sialique...), hybridation de magmas, contamination d'un magma basique par des roches sialiques...

Les termes quartziques renferment souvent un peu de microcline interstitiel, et peuvent ainsi devenir, en toute rigueur, des granodiorites.

Microgranodiorites et microgranites monzonitiques

Là encore, il est difficile de placer des subdivisions. On voit généralement se dessiner une trame de plagioclases hypidiomorphes. Dans les microgranites francs, elle apparaît noyée au milieu d'un fouillis de quartz, de microcline, voire d'oligoclase xénomorphe. Le feldspath potassique tend à constituer des mosaïques de grains polygonaux, dus à une métasomatose tardive sous l'influence du granite.

On observe plus rarement des textures tout autres, très finement grenues, sans aucun détail d'automorphie. Le quartz et le feldspath potassique semblent alors assez abondants.

La teneur en ferromagnésiens varie, surtout dans les granodiorites, roches où existe ou non un peu d'amphibole en sus de la biotite. Cette dernière est le seul minéral coloré des enclaves à composition granitique ; il semble que son abondance ne devienne jamais inférieure à ce qu'elle est dans le granite normal. Associée à du quartz, elle pseudomorphose de grandes amphiboles ; on peut y voir encore le résultat d'une métasomatose potassique.

Les enclaves microgrenues des Taourirts et la classification de J. Didier

On sait que cet auteur, étudiant dans le Massif Central français les intrusions circonscrites de granodiorite et de granite monzonitique, a distingué deux types principaux d'enclaves microgrenues :

- les enclaves "sombres", auxquelles nos microdiorites plus ou moins quartziques s'identifient sans aucun doute. Didier a démontré que, contrairement à une idée répandue, il ne peut s'agir de morceaux d'encaissant transformés par le granite. Pour lui, ce seraient des restes de corps basiques, congénères des intrusions granitiques et mis en place juste avant elles.

- Les enclaves "claires", minéralogiquement voisines des roches-hôtes. Elles ressemblent beaucoup aux variétés microgrenues qui sont localement présentes à la périphérie des massifs. De ce fait, elles sont des "fragments de bordures figées précoces, développées autour des intrusions, puis disloquées et reprises dans le magma" (Didier et Lameyre, 1969-c, p. 234).

  Dans les Taourirts du fossé pharusien, on ne peut parler d'enclaves "claires" sans risquer l'ambigüité. Sur un plan descriptif d'abord, parce que les enclaves granodioritiques, très répandues, ne sont ni claires ni sombres. Ensuite parce que la notion "d'enclave claire" a des implications génétiques . Or nous verrons que, sauf cas particuliers, l'hypothèse des ex-bordures figées ne s'applique guère aux massifs étudiés ici. D'ailleurs J. Didier lui-même (1964, p. 152) envisageait que "d'autres types d'enclaves microgrenues" puissent exister dans des intrusions extérieures à son terrain de parcours.

3.2. LES ENCLAVES DE MICRODIORITES ET LES AUTRES CORPS BASIQUES ASSOCIES

a) Portée générale de cette association

Dans le monde entier, l'association de corps basiques aux plutons intrusifs de granodiorite et de granite monzonitique est devenue un fait d'observation extrêmement courant.

Citons quelques travaux réalisés en Europe Occidentale. Cette question est depuis longtemps familière aux géologues britanniques, qui ont beaucoup écrit sur les "appinites" de la chaîne calédonienne (Bibliographie in: Mercy, 1965, et Berger et Pitcher, 1972). Elle commence à être bien connue sur le continent (1) : Massif Central francais (Didier et Roques, 1960 ; Didier, 1964 ; Didier et Lameyre, 1969 a-b-c); Péninsule Ibérique (Capdevila, 1969) ; Pyrénées (Autran et al. , 1970 ; Marre, 1970 ; Raguin, 1970; Leterrier, 1972 ; Debon, 1973) ; Corse (Bonin et al., 1972) ; Massif Armoricain (Barrière, 1972 ; Didier et Giret, 1972), etc...

Des types pétrographiques très divers se rencontrent dans les corps associés :

. microdiorites ± quartziques des "enclaves microgrenues sombres" ;

---

(1) Le symposium récent sur les granitoïdes varisques (Paris, Avril 1973) a révélé l'étendue de cette prise de conscience.

. tonalites, diorites, gabbros, voire même certaines variétés de péridotites, formant des masses d'une importance notable (100 m et plus).

Ces roches ne dérivent pas d'un processus unique, mais elles ont en commun une origine profonde [1]. Le caractère vraiment systématique de leur association à des granites implique une "association commune de magmas" (Didier et Lameyre, 1969-c, p. 236), d'où la très forte probabilité que le magma de ces granites a pris naissance, en totalité ou en partie, sous la croûte sialique. On sait que ce point de vue se trouve bien argumenté par ailleurs, grâce à divers résultats obtenus au laboratoire : expérimentation (Piwinskii et Wyllie, 1968, par exemple), géochimie isotopique du strontium (voir au chapitre V).

"Précurseurs" ou "accompagnateurs" ?

S'il paraît évident que les petites enclaves ont été charriées par le magma granitique, on est moins sûr du moment où les plus gros corps basiques ont été mis en place au niveau d'affleurement : juste avant le granite ou en même temps que lui ? Apparemment, les deux cas se présentent. Or l'expression "précurseurs basiques" est souvent employée, même lorsqu'il vaudrait mieux en toute rigueur parler "d'accompagnateurs".

b - Les Taourirts à roches basiques associées

Il en existe six. Quatre d'entre eux traversent le Pharusien inférieur (Imehellatène, Ti-n-Erit, Tihaliouine et Tioueiine). Les deux autres (Tesnou 1, Iskel) se trouvent dans le Pharusien supérieur.

---

(1) En ce qui concerne les microdiorites quartziques, rappelons l'existence théorique de plusieurs mécanismes :

. fusion mantellique directe (Green et Ringwood, 1968),
. cristallisation fractionnée d'un magma à composition basaltique,
. hybridation entre deux magmas acide et basique, ou contamination d'un liquide basique par du matériel acide.

Les détails de l'étude pétrographique ont été donnés dans les chapitres consacrés aux descriptions individuelles des massifs [1].

1) Imehellatène - les microdiorites et microtonalites (analyse 30) forment des échines hectométriques, allongées dans l'axe du massif méridional et parallèles à l'accident qui longe la discordance intrapharusienne [2]. Sur l'échantillon, on discerne des signes de reprise par le granite, des aspects de mélange (planche 11, photo 4 ; planche 12, photos 1 à 6).

Dans le Sud du massif médian, ces roches basiques ne constituent plus que des petits blocs anguleux.

2) Ti-n-Erit - des tonalites (analyse 57) bordent le Sud-Est de ce massif sur une longueur de 3 km au moins. En principe, elles sont à grain fin. Mais le granite les reprend peu à peu en donnant naissance à des roches plus grossières d'aspect très changeant, affectées comme lui par une foliation de protoclase (planches 11, photos 1, 5 et 6 ; 12, photo 7 ; 13, photo 7). Les deux milieux semblent donc avoir coexisté à l'état plastique et s'être mélangés pendant la mise en place.

3) Tioueiine - dans le granite à tendance hypersolvus de la périphérie, les corps basiques ont une allure particulière. Ce sont des "dykes synplutoniques" de microdiorite, tantôt continus sur quelques dizaines de mètres, tantôt brisés en petits blocs alignés.

---

(1) Rappelons cependant quelques chiffres : n'g = 1,68 à 1,695 - n'p = 1,66 à 1,68. Voir aussi les analyses III et VI de l'annexe IV, tableau 5.

(2) La présence d'ocelles de quartz (voir p. 207) peut constituer un argument en faveur d'une origine par fusion partielle du manteau supérieur.

Pour les expliquer, il paraît nécessaire d'invoquer l'aptitude qu'aurait tout milieu plastique à se fissurer sous l'action d'une contrainte brutale (Walker, 1969). Les boules de microtonalite qui nagent dans le granite monzonitique central sont d'un type plus courant.

4) Tesnou 1 - une enclave décamétrique de microdiorite quartzique grise à hornblende incolore ; des petites boules de diorite plus ou moins recristallisées à hastingsite et biotite, rassemblées sur un hectare avec des enclaves microgranitiques et des débris d'encaissant : c'est tout ce que nous trouvons à citer dans ce vaste massif.

5) Tihaliouine - les microdiorites ne forment que de petites enclaves (les grosses masses incluses dans le Nord du Taourirt sont plutôt en granodiorite : voir plus loin). Beaucoup d'entre elles ont subi une forte métasomatose potassique.

6) Iskel - d'après M. Gravelle (1960), cette intrusion recoupe un vaste complexe co-génétique de gabbros et de diorites (analyses L1 à L4). Elle renferme aussi des enclaves microgrenues (analyses L8 et L10), souvent très nombreuses, qui donnent alors avec le granite banal des aspects d'agmatite. Peu étendu, mais allongé à proximité d'un accident considérable (la discordance intrapharusienne), l'Iskel recèle ainsi la plus frappante de toutes ces associations de roches acides et basiques [1]. Je n'ai malheureusement pas eu l'occasion de l'étudier.

Conclusion

L'association de roches basiques aux Taourirts revêt une intéressante diversité d'aspects. Parmi les masses importantes, il est difficile de déceler à coup sûr des "précurseurs" au sens propre du terme ; tout ce que l'on peut affirmer, c'est que la roche basique s'est consolidée, selon les endroits et selon les massifs, en même temps que le granite ou juste avant. Un cas particulier intéressant : celui des dykes brisés du Tioueiine, semblant indiquer que la microdiorite s'est injectée à un stade assez tardif de l'évolution granitique.

---

(1) Reste cependant à savoir si certains termes récents du complexe basique de l'oued I-n-Eg'eg'ou (p. 327, et Gravelle, 1969) ne présentent pas un lien avec le magmatisme des Taourirts. Que doit-on penser par exemple des gabbros et des cortlandites situés au contact SW du Ti-n-Erit ? Il y a là un grand sujet inexploré.

L'existence de corps basiques aussi étroitement liés aux granites permet d'affirmer que *les magmas des Taourirts ont pris naissance, au moins en partie, sous la croûte sialique*. Cette conclusion est conforme à ce que suggère par ailleurs la valeur de 0,705 trouvée pour le rapport initial Sr^{87}/Sr^{86} du Tioueiine (Boissonnas et al., 1969).

Il se peut néanmoins que ces magmas aient incorporé des matériaux sialiques, ceci dans une proportion qui variait d'un massif à l'autre. Ce problème sera évoqué à nouveau dans la conclusion de la deuxième partie (page 424).

3.3 - LES ENCLAVES MICROGRENUES A COMPOSITION DE GRANODIORITE ET DE GRANITE

Ici encore, des aspects très divers ont été regroupés sous un titre général. Pour les décrire, je distinguerai :

- les grandes masses enclavées (10 m à 1 km et plus) ;
- les petites enclaves (10 cm à quelques mètres).

a) Les grandes masses enclavées

L'ordre de description sera déterminé par la composition : granodiorites d'abord, faisant la jonction avec les microtonalites ; granites calco-alcalins ensuite, chimiquement comparables au granite courant.

Imehellatène - une "granodiorite" fine - en réalité un intermédiaire entre granite monzonitique et granodiorite (analyse 31 - affleure en grosses ellipses à proximité des roches basiques. Fort homogène, elle ne renferme pas d'enclaves de ces dernières. Elle paraît subcontemporaine des granites environnants, ou antérieure de peu.

Tihaliouine - de grandes enclaves à forme de cigare ou d'ellipse se pressent dans le Nord du Taourirt. Par leur composition, elles oscillent entre des granodiorites et des granites un peu plus calciques que le granite monzonitique environnant (analyses 45, 46 et 47). Si chacune d'entre elles apparaît très homogène, il semble que la teneur en ferro-magnésiens, et sans doute aussi la basicité, aient tendance à diminuer dans les enclaves les plus externes.

Tioueiine - la roche qui constitue l'enclave du Roc Haddock se présente à première vue comme une variation fine du granite monzonitique environnant. Les analyses chimiques (n° 67, 68 et 69) révèlent cependant une teneur notablement plus élevée en chaux. Ici encore, l'enclave affleure en une ellipse de dimension kilométrique.

Iseddiène - tout le coeur de "l'ovale" est occupé par deux variétés d'un granite fin. La moins fine des deux a fini de cristalliser en second. On la retrouve à la périphérie de la zone arasée centrale, où elle constitue plusieurs grosses loupes.

Le granite grossier appartient à la même venue ; l'allure de son contact avec les roches précédentes ne permet pas d'argumenter une chronologie. Les analyses chimiques du granite grossier (n° 36 et m. 17, 18) et d'un des granites fins (n° 37 et m. 19) ont fourni des résultats voisins.

Elbema Est - l'enclave a ici la forme d'un arc, presque d'un anneau. Chimiquement, elle est très comparable au granite environnant (analyses 42 et 43). L'étude du terrain suggère qu'elle a cristallisé en premier à partir de la même venue de magma.

b) Les petites enclaves

Sphériques, aplaties ou fuselées (planche 9 ; photo 3), elles correspondent mieux que les grandes masses à l'idée que l'on se fait couramment des "enclaves microgrenues". Cependant, l'éventail des compositions est là encore très ouvert.

Des enclaves isolées se rencontrent un peu n'importe où dans les granites calco-alcalins banaux. Mais grâce aux bonnes conditions d'affleurement, on constate que beaucoup d'enclaves, groupées ou non en essaims, ont une localisation remarquable : elles avoisinent souvent les contacts internes des massifs, et en particulier les limites de zones concentriques.

1 - Enclaves soulignant la structure en zones concentriques

Ti-n-Ezzoua Sud et Siledrar - Rappelons qu'au Ti-n-Ezzoua, l'anneau médian recoupe la périphérie, mais qu'il le fait avec plus ou moins de netteté selon le degré d'achèvement du granite externe. Or de nombreuses enclaves fuselées (analyse 19) jalonnent le contact des deux zones là où les critères de chronologie font le plus défaut, c'est-à-dire à l'Ouest et au Sud. Beaucoup d'entre elles, sans doute la majorité, se trouvent du côté interne. Vus à plat sur les dalles, les fuseaux sont parallèles à la limite (fig. 21, p. 149).

Même situation au Siledrar, sur l'affleurement 3 décrit à la page 250.

Taharhaït-n-Abror médian - La rareté des enclaves dans la masse centrale contraste avec leur extrême abondance dans la périphérie. Fort dispersées, ces enclaves ne jalonnent pas à proprement parler le contact des deux domaines. Une étude statistique des orientations a néanmoins révélé un certain parallélisme avec la limite (fig. 71, p. 293). Dans ce massif, le culot central, ou tout au moins sa bordure, a fini de cristalliser avant le pourtour.

2 - Enclaves localisées près de divers traits structuraux (contacts internes et externes, ...)

Tesnou 1. Les enclaves microgrenues coexistent souvent avec des fragments de cornéennes ("essaims mixtes" ; photo p. 284 in Didier, 1973).

- Point A de la figure 15, p. 131 bis (planche 9, photo 3). L'essaim mixte avoisine le contact externe. Il comporte une proportion notable d'enclaves doubles (fig. 17, p. 139 ; photo page 285 in Didier, op. cit.).
- Contact des secteurs d'Arhelad et de l'Adrar Tesnou dans le Tesnou 1 (p. 138). De rares débris d'encaissant jalonnent cette ligne structurale. Quelques enclaves microgrenues se trouvent à proximité.
- Point B de la figure 15. On ne discerne aucun lien évident avec la structure du Taourirt, mais le fait que des enclaves dioritiques s'associent à l'essaim mixte permet d'envisager l'hypothèse d'un site structural privilégié.

Imehellatène. Signalons deux essaims :

- Sur le passage virtuel de la discordance intrapharusienne dans le massif. Débris d'encaissant et enclaves microgrenues ne coexistent guère sur l'affleurement, mais occupent des domaines contigus (p. 223). Les premiers proviennent sans doute d'un pendentif érodé (fig. 47 B). On peut comparer cette localisation avec celles des deux premiers points signalés au Tesnou 1.
- Dans le Sud du massif médian, aux abords de la granodiorite (p. 215). Les enclaves granitiques coexistent avec des boules de microtonalite.

c) Interprétation des enclaves à composition de granodiorite et de granite

On ne peut envisager un processus unique de formation, ni pour l'ensemble de ces enclaves, ni pour chacune des deux catégories pétrographiques.

Cas des grandes enclaves de granodiorite

A l'Imehellatène, l'association spatiale entre la granodiorite et les microdiorites quartziques suggère l'existence d'un lien génétique. Sans fournir d'arguments, j'ai interprété (p. 224) cette granodiorite comme le résultat d'une hybridation entre magmas acide et basique. En réalité, il serait prématuré de choisir entre ce mécanisme et d'autres (notamment une fusion partielle de la croûte profonde). Les granodiorites du Tihaliouine ont sans doute la même origine.

Cas des grandes enclaves dont la composition se compare à celle du granite environnant

A l'Elbema Est, la forme arquée des corps de granite fin suggère un contrôle par une fracture annulaire. J'ai supposé (p. 258) que l'apparition d'une telle fracture au toit de la chambre magmatique a provoqué la prise en masse rapide du magma à cet endroit.

Dans l'ovale d'Iseddiène, l'ensemble des granites grossier et fin s'est consolidé après un "capuchon apical" (voir p. 235 et ci-après au titre 4). Ce dernier était encore chaud, affecté par des phénomènes postmagmatiques, et l'on imagine difficilement que le magma sous-jacent se soit figé à son contact par simple contraste thermique. Peut-être convient-il de reprendre ici l'hypothèse d'une fissuration locale de l'enveloppe (figure 52). Le phénomène aurait débuté à l'aplomb du coeur du massif, donnant ainsi naissance à la première des deux variétés de granite fin.

En résumé, les grandes enclaves de l'Elbema Est et de l'Iseddiène sont les restes de masses figées. A l'Iseddiène, on peut même parler d'une "bordure figée interne". Nous trouvons ici un terrain de rencontre avec les idées de J. Didier.

Autre application de cette notion : le liseré de microgranite porphyrique bordant l'anneau intermédiaire du Ti-n-Ezzoua Sud (figures 20 et 23). Ce n'est pas une bordure figée au sens habituel du terme et il lui arrive de s'écarter un peu du contact (figure 21). Ceci suggère bien l'intervention d'un phénomène extérieur à l'évolution propre du massif ; en l'occurence, il s'agirait encore d'une fissuration apicale.

Avec la grande enclave centrale du Tioueiine, nous nous trouvons confrontés à un cas plus douteux. La composition n'est plus celle d'une granodiorite, mais n'est pas encore celle du granite environnant. Aussi est-il difficile de choisir entre l'hypothèse d'une hybridation mettant en jeu une dominante de magma granitique, et l'explication proposée pour l'Iseddiène.

Cas des petites enclaves - Facteurs de regroupement mécanique, origine

Il est important de noter que chaque domaine structural (un massif homogène ou une des zones concentriques) peut renfermer des enclaves de chimisme et de texture variables. Il en va de même à l'intérieur de certains essaims, tel celui du Taharhaït-n-Abror. Ces variations résultent parfois d'une reprise inégale (contamination, métasomatose potassique) par le granite. D'autres semblent primaires : d'où l'idée d'un brassage du magma charriant les enclaves.

Cette notion de brassage s'impose surtout dans le cas des essaims qui participent à la zonation concentrique. Dans les secteurs du Ti-n-Ezzoua et du Siledrar où la succession chronologique des zones s'avère très peu marquée, on peut supposer l'intrusion du magma interne dans un matériau encore visqueux et le regroupement des enclaves dans la frange d'écoulement différentiel (Bhattacharji et Nehru, 1972). La plupart des enclaves ont été apportées par la seconde pulsation magmatique ; il est frappant de constater leur rareté relative là où la chronologie des zones se marque nettement.

En décrivant le Taharhaït-n-Abror n° 2, j'ai admis que le culot central correspond à une colonne ascendante de magma et la périphérie à une zone relativement stagnante, sinon à un courant descendant. Un tel schéma permet d'imaginer le regroupement progressif des enclaves dans le pourtour de l'intrusion, à condition de faire l'hypothèse que celles-ci ont été apportées dès le début de la mise en place. Ensuite, les enclaves ont été rassemblées peu à peu vers l'intérieur de la zone externe à mesure que la cristallisation progressait en direction du centre et restreignait le domaine affecté par la convection ; le culot central était consolidé à sa périphérie.

Reste à déterminer l'origine des enclaves. Lorsqu'elles sont en granodiorite, nous pouvons invoquer un phénomène d'hybridation, comme pour les granodiorites en grandes masses ; la gamme des compositions, jusqu'aux microgranites monzonitiques inclusivement, reflèterait l'intervention d'une quantité croissante de magma acide. Mais ici encore, cette vue intuitive des choses semble prématurée.

Quoiqu'il en soit, les enclaves traduisent la fragmentation, l'éclatement d'un magma relativement basique dans le bain granitique. Ce sont des "pillows" plus ou moins dispersés (cf. Blake et al., 1965 ; Didier et Lameyre, 1969-a).

On ne doit néanmoins pas exclure que certaines enclaves à composition granitique vraie aient cristallisé directement à partir du magma intrusif. L'absence de roches microgrenues à la périphérie des Taourirts ne permet pas d'envisager que les enclaves soient des fragments de bordures figées (au sens courant du terme). Or certaines d'entre elles renferment des débris de cornéennes, ce qui prouve que le matériau des enclaves microgrenues s'est trouvé au contact de l'encaissant. Il est tentant de s'inspirer de l'explication proposée pour les grandes enclaves de l'Iseddiène et de l'Elbema Est : pendant la montée du magma, une cristallisation brutale est déclenchée ici ou là par l'apparition de fissures dans l'encaissant, puis stoppée, et les "germes" microgrenus ainsi formés sont disloqués et repris par la masse intrusive. En somme, il s'agit là d'une variante de la théorie de J. Didier (1964) appliquée aux "enclaves claires".

Concluons sur les enclaves microgrenues des Taourirts en notant que beaucoup d'entre elles proviennent telles quelles de la profondeur et permettent ainsi d'argumenter l'origine infracrustale des massifs. Une minorité s'est formée au niveau d'affleurement ou à un stade intermédiaire de la mise en place.

4. ANATOMIE COMPAREE DES MASSIFS : ETUDE DE LA ZONATION CONCENTRIQUE

4.1. INTRODUCTION

Presque tous les Taourirts sont agencés en zones plus ou moins concentriques, mais les modalités sont nombreuses. C'est ainsi que le Tioueiine, qui comporte un coeur de granite monzonitique et une périphérie de granite alcalin, s'oppose à des massifs comme le Ti-n-Ezzoua Sud et l'Elbema Est, où du granite alcalin n'apparaît qu'en position centrale : dans ces deux derniers cas, la zonation sera dite "normale", puisque l'alcalinité croît vers le centre. Mais au Tihaliouine, au Taharhaït-n-Abror Nord et au Tioueiine, elle est inverse. Ailleurs, elle s'avère mixte (cas de l'Imehellatène Nord et de l'Iseddiène). Dans d'autres massifs - Temouzereg', Aït-Oklan, une partie du Teg'orak - elle ne s'accompagne que de faibles changements de la composition. Enfin, quelques Taourirts sont homogènes (Adrar Iseddiène, Ti-n-Ezzoua Nord) ou complexes sans être zonés (Taourirt ta-n Ataram, Tesnou 1).

Il s'agit de découvrir un fil conducteur à travers cette diversité foisonnante d'aspects. C'est le moment ou jamais de faire appel à l'anatomie comparée (Pavillon et Routhier, 1962 ; Routhier, 1969), cette arme que l'on a rarement l'occasion d'utiliser, faute d'avoir pu étudier un nombre suffisant d'objets.

Excluons pour l'instant les quelques intrusions non zonées. Le dispositif élémentaire comprend la masse du granite courant à gros grain et, tout autour, une "couronne" constituée par divers granites à grain moyen. Nous verrons que cette "couronne" correspond selon toute vraisemblance à la section d'un capuchon apical par la surface topographique.

Mais il arrive que le domaine encerclé par l'anneau de bordure ait lui-même une structure concentrique. Les zones sont au nombre de deux ou trois. Le grain du granite diminue de l'une à l'autre vers le centre, cependant que la composition, tantôt ne change guère, tantôt passe dans le corps central à celle d'un granite alcalin.

Je décrirai successivement :

- la bordure de granite à grain moyen et ses relations avec le granite courant ;

- le restant du dispositif emboîté.

4.2. LA BORDURE DE GRANITE A GRAIN MOYEN ET SES RELATIONS AVEC LE GRANITE COURANT

Etude pétrographique

L'anneau de bordure est constitué, soit par un granite à biotite, de chimisme subalcalin à calco-alcalin, soit par des leucogranites plus ou moins alcalins, soit encore par une association des deux types de roches. Pratiquement, si l'on considère les Taourirts dans leur ensemble, il apparaît à leur périphérie toute la gamme des compositions, allant des granites monzonitiques aux alaskites.

Les schémas de la figure 94 illustrent cette répartition des types pétrographiques.

1. Les granites à biotite (planches 14, photo 3 ; 16, n° 6 et 7)

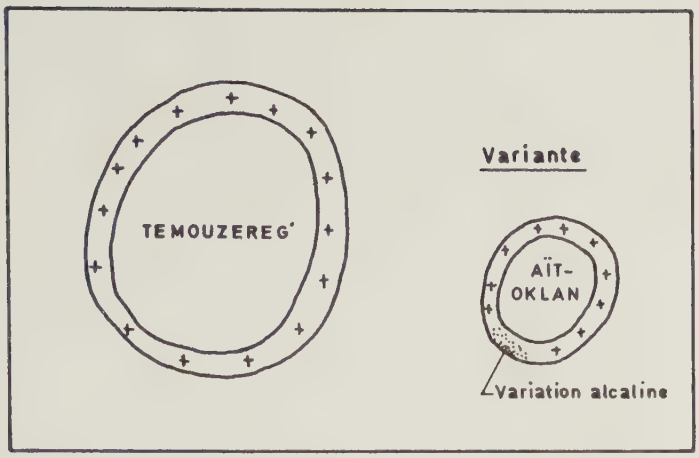
Equants et dépourvus d'une fluidalité évidente, ils s'apparentent visiblement au granite central, mais ils ne sont ni aussi porphyroïdes, ni aussi grossiers. Le quartz tend à s'isoler, ou à donner des chapelets de grains arrondis. Microcline et oligoclase se trouvent grosso modo à égalité. Le feldspath potassique dessine des plages ramassées, parfois maclées Carlsbad et limitées ici et là par des tronçons de contours automorphes. Même rareté des formes propres chez les oligoclases, qui sont trapues et ont souvent été gênées au cours de leur croissance par les minéraux voisins (1). On aperçoit peu de véritables synneusis par accolement des faces planes, mais plutôt des amas désordonnés (fig. 51, page 230). Ces plagioclases

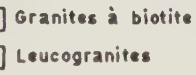
---

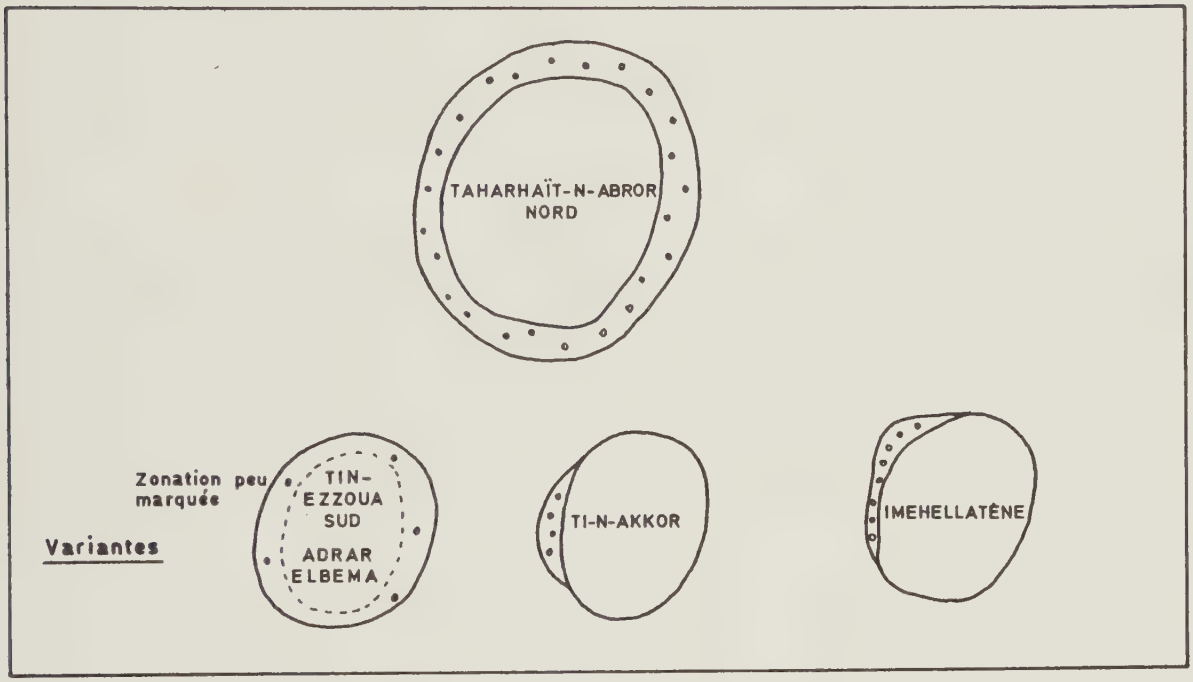
(1) Cette remarque est en défaut dans le secteur NE du Tihaliouine, où abondent les enclaves de microgranodiorite. L'automorphie des plagioclases est ici frappante, détail qui suggère une croissance plus libre que dans les autres cas, donc pour la roche un intervalle de cristallisation plus grand. Ceci paraît logique étant donné la composition relativement basique du massif.

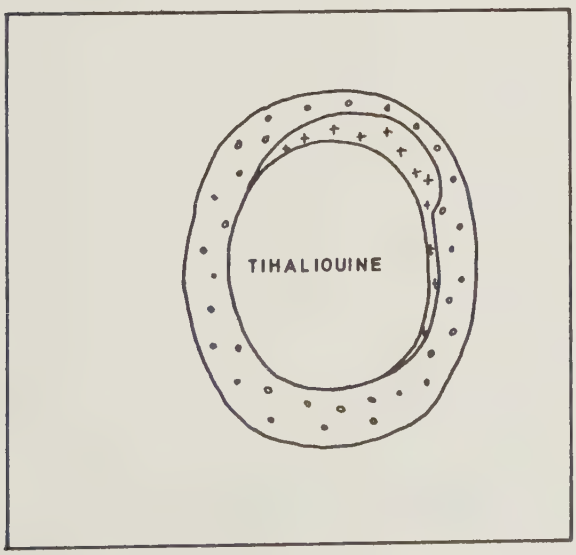
Figure 94

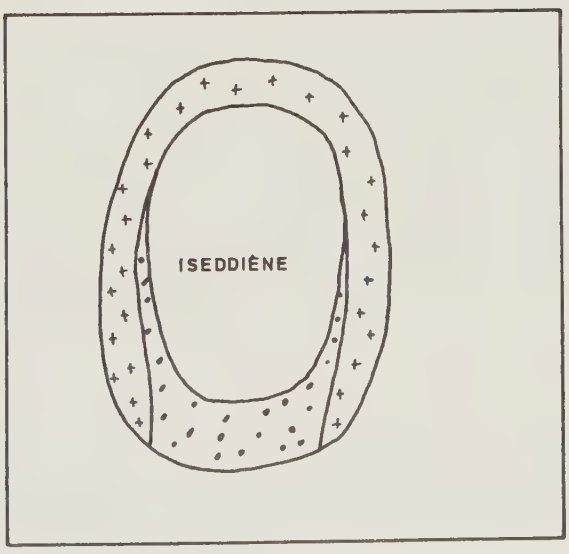
RÉPARTITION SCHÉMATIQUE DES BORDURES DE GRANITE A GRAIN MOYEN











sont en principe zonés, presque sans à-coups ni récurrences ; en moyenne, ils paraissent moins basiques que ceux du granite grossier et l'on n'aperçoit pas autant de coeurs calciques corrodés. L'ordre de cristallisation des minéraux clairs se lit assez mal dans la texture, ce qui n'est pas le cas avec le granite grossier courant. La biotite est dispersée et ne forme guère de schlieren, sauf à l'Iseddiène où les traînées noires restent cependant beaucoup plus maigres que dans la zone centrale. On ne rencontre presque jamais d'amphibole, et les accessoires paraissent dans l'ensemble plus rares que ceux du granite grossier.

Ces roches semblent avoir cristallisé tranquillement à partir d'un magma que ne brassait aucun courant.

Plus souvent que dans le granite grossier, on a l'attention attirée par des phénomènes postmagmatiques. L'albite commence à envahir le microcline, soit en taches diffuses (planche 16, photo 6), soit sous forme de lattes disposées en travers du cristal-hôte. Les zonations s'estompent dans les oligoclases. L'amphibole, dans presque tous les rares cas où elle existait, a été convertie en biotite (planche 16, photos 1 et 4).

Nous ne sommes guère renseignés sur le chimisme de ces granites à biotite. L'éventail des compositions est sans doute assez ouvert. D'un côté, il montre des roches très comparables aux granites courants : c'est le cas avec le granite monzonitique qui constitue la "couronne interne" du Tihaliouine au NE. De l'autre, il se raccorde aux leucogranites étudiés ci-après. Un seul massif - l'Aït-Oklan (1) - a fait l'objet d'analyses générales (Coulomb, 1958, 1959) : sa bordure tranche déjà sur la masse centrale par son caractère un peu plus alcalin (voir l'avant-dernier tableau de l'annexe III, et les commentaires à la fin de cette même annexe). En revanche, si nous considérons les quelques biotites analysées de l'Iseddiène, il n'apparaît pas de différence significative entre celles du centre (m. 17 à 19) et celles de la "couronne externe" (m. 22, m. 23).

2. Les leucogranites

Ces roches sont tout à fait dépourvues d'orientation. Blanches, jaunâtres ou roses, elles ne renferment pas plus de 5 % de

---

(1) Appelé Elbema dans les textes de R. Coulomb auxquels nous nous référons.

biotite. Leur grain, moyen en général, tend à varier dans un même massif. Elles renferment à peu près autant de plagioclase que de feldspath potassique. Ce dernier est un microcline peu ou pas perthitique, non maclé Carlsbad et en principe quadrillé. Il forme des cristaux xénomorphes mais de contour ramassé, et se trouve affecté à des degrés divers par une albitisation en taches diffuses.

Pratiquement, il est commode de distinguer deux types de leucogranites, qu'unissent cependant tous les intermédiaires :

- des leucogranites subalcalins - le plagioclase (limite albite-oligoclase) montre encore une tendance automorphe, comme dans les granites calco-alcalins (planche 15, photo 4), voire une zonation très atténuée.

Très souvent, le mica noir est plus ou moins transformé en chlorite, en produits de couleur rouille. Les biotites intactes ont parfois des bordures symplectiques (planche 16, photo 2). D'après l'analyse m. 20, elles sont moins magnésiennes que les biotites du granite central (m. 17 à 19) et du granite calco-alcalin de bordure (m. 22 à m. 25) ; on note une évolution vers le domaine des pegmatites par augmentation de R''', avec enrichissement sélectif en Fe^{3+} (fig. 93).

Ces roches sont commes dans les massifs suivants :

Taharhaït-n-Abror Nord, Imehellatène NW, Ti-n-Akkor, Tihalioune et ovale d'Iseddiène.

- des alaskites - Le plagioclase (albite $\leq$ 5 % An) dessine des lattes fraîches, nettement mieux maclées que dans les leucogranites précédents ; il s'enchevêtre avec le microcline (planche 15, photos 1 et 3).

Le biotite, très rare de toute manière, est généralement détruite en agrégats de chlorite, de phyllites incolores, de minerais. On rencontre un peu de muscovite secondaire et de fluorine. L'abondance de ce dernier minéral paraît difficile à préciser ; sans doute est-elle plus grande que dans les granites calco-alcalins, mais plus faible que dans les granites alcalins centraux étudiés plus loin.

En calculant la moyenne des analyses 48 et 50 + 50 bis de l'annexe III, nous aboutissons aux valeurs suivantes :

SiO_2 = 74 ; Al_2O_3 = 13,7 ; Fe total en FeO = 3
MgO = 0,2 ; CaO = 0,7 ; Na_2O = 4,8 ; K_2O = 4,5

Compte tenu du petit nombre d'analyses traitées, ces chiffres ne donnent que des ordres de grandeur.

Ces alaskites de bordure sont connues au Tihaliouine, au Teg'orak. Des roches très comparables forment les stocks homogènes de l'Adrar Iseddiène et de Tikertine (1).

Cas particuliers - Les leucogranites de l'ovale d'Iseddiène présentent une diversité inhabituelle d'aspects : types équigranulaires de grain variable, sans doute d'autant plus alcalins qu'ils sont plus fins ; variétés hétérogranulaires, aplites porphyriques... On connaît aussi de ces aplites au Tihaliouine et au Taharhaît Nord.

Fort différente est la roche qui ceinture le Ti-n-Erit, massif aux nombreuses particularités. Il s'agit d'un granite hypersolvus à mésoperthite et ferrohastingsite.

Notons enfin que les leucogranites de bordure ne sont pas tout-à-fait l'apanage des Taourirts. On en observe autour des unités méridionales du pluton de Ti-n-Touafa.

Cristallisation des leucogranites - Chronologie relative de ces roches et des granites à biotite dans les bordures mixtes - Abordées une première fois à propos de l'ovale d'Iseddiène (page 237), ces questions ont fait l'objet de quelques développements dans le chapitre consacré au Tihaliouine (pages 273-274). Rappelons que l'on peut envisager de deux manières l'origine des leucogranites : évolution postmagmatique des granites à biotite, cristallisation magmatique directe. Sans exclure que le premier mécanisme ait joué un rôle local, on se trouve conduit à supposer la prééminence du second. Mais l'importance des remaniements deutériques n'en a pas moins été grande ensuite, surtout dans les alaskites.

---

(1) Les alaskites des Tesnou 5 et 6 s'apparentent plutôt aux granites alcalins centraux de certains massifs, c'est-à-dire à des roches qui semblent riches en pneumatolytes (F, Li_2O...).

Rappelons aussi que dans les bordures à composition mixte (Tihaliouine, ovale d'Iseddiène), les leucogranites sont légèrement postérieurs aux granites à biotite.

Relations des granites de bordure et du granite grossier courant

Elles ont été récapitulées à l'aide des dessins de la figure 95. Insistons sur quelques points :

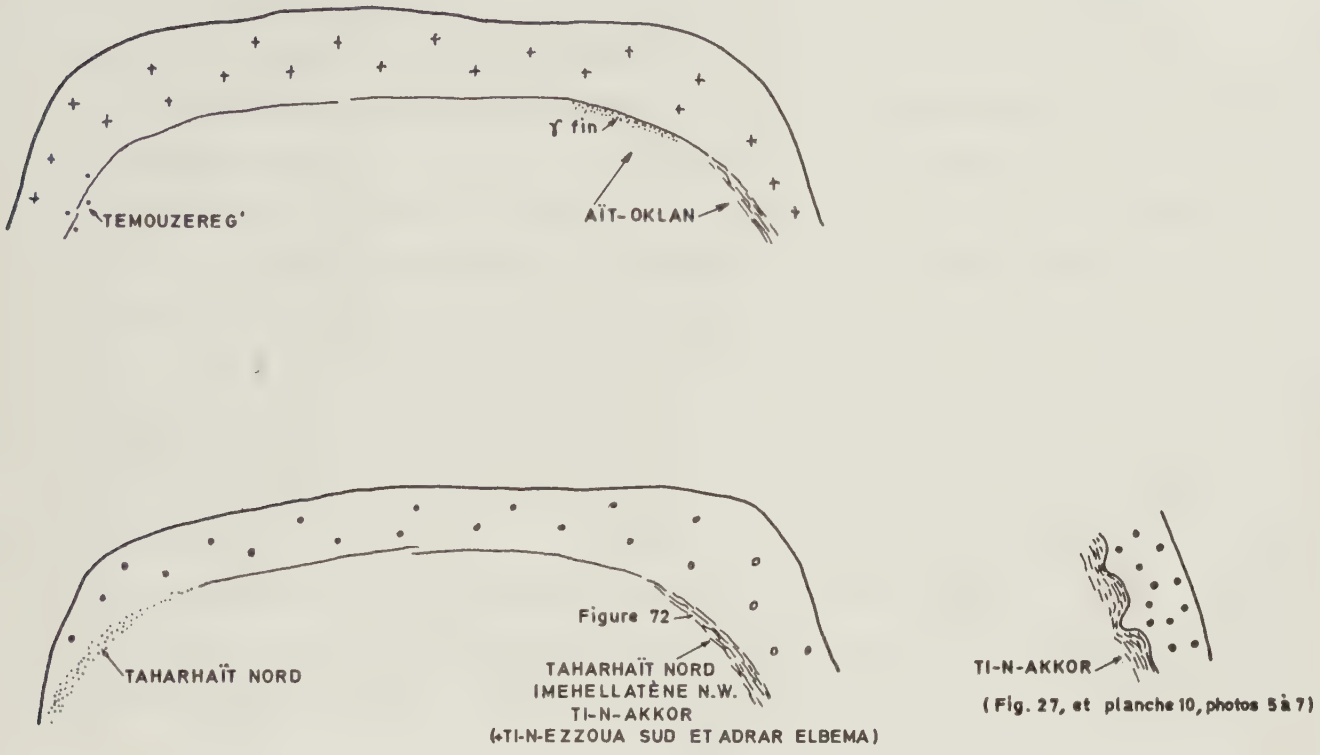
1 - Au niveau d'affleurement, la limite est inclinée vers l'extérieur, soit qu'on l'observe effectivement sous la forme d'un contact, soit que son attitude se déduise de celle de schlieren jalonnant un passage progressif. Rappelons ici que des schlieren horizontaux sont connus à l'Iseddiène (planche 10, photo 4). D'où l'idée que chaque couronne représente l'intersection d'un capuchon apical par la surface topographique. On ne sait au juste comment cette enveloppe disparaît vers le bas. Deux solutions concevables *a priori* : amincissement progressif, ou bien diminution du contraste avec la roche interne et estompement de la limite commune. Le Taharhaït-n-Abror Sud illustre peut-être la seconde modalité.

2 - Quelle que soit la composition des granites de bordure, c'est dans le granite courant que l'on remarque le plus de perturbations aux abords du contact mutuel : schlieren surmicacés, amas feldspathiques.

3 - Quand le granite courant est cerclé par un leucogranite, il semble y avoir synchronisme essentiel des deux roches, encore que le leucogranite ait parfois fini de cristalliser en dernier (Iseddiène, Ti-n-Akkor).

4 - En revanche, les capuchons apicaux de granite à biotite étaient consolidés avant le granite normal. Mais ce dernier n'en a pas pour autant cristallisé à partir d'une pulsation distincte de magma.

Figure 95-COUPES DES BORDURES DE GRANITE A GRAIN MOYEN ET RELATIONS AVEC LE GRANITE GROSSIER



Formation du capuchon apical

1 - Le schéma élémentaire : cristallisation précoce

L'étude du granite grossier et de ses schlieren nous a appris que le pourcentage de cristaux dans le magma est resté faible jusqu'à l'achèvement de la mise en place. Selon le schéma le plus simple, la cristallisation commence au toit et sur les flancs de la masse intrusive. Il se forme ainsi une gaine de granite calco-alcalin, qui va freiner le refroidissement du magma emprisonné et favoriser la mise en route d'un système de convection. D'où les schlieren, premiers témoins sûrs de la cristallisation commençante du granite grossier. Il paraît logique de supposer une convection ascendante au centre et descendante sur les bords, au contact de la "paroi froide" (Lacy, 1960 ; Shaw, 1965).

En toute rigueur, ce modèle élémentaire n'est applicable que dans le cas où le granite de bordure a vraiment la composition de la roche courante. Or, à des degrés divers, la plupart des couronnes se montrent plus silico-alcalines.

D'après l'étude des lames minces, ceci n'est pas dû aux seuls remaniements deutériques. Aussi convient-il d'affiner le modèle.

2 - Le schéma nuancé : cristallisation retardée

La gamme des compositions observées dans les couronnes traduit une différenciation progressive qui a débuté pendant la mise en place pour ne cesser qu'avec la cristallisation finale du granite grossier. Si la température du magma était un peu moins élevée en bordure de l'intrusion qu'au coeur, l'eau avait tendance à diffuser vers la périphérie (Kennedy, 1955). Une telle augmentation de la pression d'eau expliquerait (Taubeneck, 1967) la rareté de l'amphibole dans les granites à biotite qui constituent la "couronne externe" de l'Iseddiène et la "couronne interne" du Tihaliouine à l'Est, alors que ce minéral est assez répandu dans le granite normal de ces massifs. Nous observons là une toute première étape de la différenciation invoquée.

Sans doute cette migration de l'eau dans le magma s'accompagnait-elle d'un transfert sélectif de la silice et des alcalins (Tuttle et Bowen, 1958 ; Vance, 1961 ; Taubeneck, op. cit.). Arrêté à un stade encore précoce, ce processus a donné les bordures en granite subalcalin à biotite, dont un bon exemple est connu à l'Aït-Oklan. Dans d'autres cas, la cristallisation du granite grossier libérait peu à peu des magmas résiduels, qui ont donné les divers leucogranites.

Ainsi, la consolidation du capuchon apical était retardée par ces phénomènes, et cela d'autant plus qu'elle se faisait aux dépens d'un magma plus alcalin et hydraté. Notons cependant que les leucogranites restent synchrones du granite courant. Ils ne le recoupent pas ; tout au plus ont-ils fini de cristalliser après. Avec le magma interne, ils ont le même type de relations que les capuchons moins différenciés : interface net, tantôt jalonné par des schlieren biotitiques (Imehellatène NW, Taharhaït-n-Abror Nord, Ti-n-Akkor ...), tantôt marqué par un simple contact (Tihaliouine à l'Ouest).

Cas des bordures mixtes. Les granites à biotite s'y sont consolidés avant les leucogranites.

Dans l'ovale d'Iseddiène, la chape précoce a piégé les fluides résiduels. Le remplacement de ses rares amphiboles par de la biotite (planche 16, photo 1) est sans doute la conséquence d'une percolation d'eau autour de la zone saturée (Tuttle et Bowen, 1958). Ces remarques s'appliquent aussi à la petite frange bordière du Ti-n-Akkor (planche 16, photo 4).

La couronne du Tihaliouine s'est constituée d'abord au Nord et à l'Est (granite calco-alcalin de la "couronne interne"); puis la cristallisation a gagné tout le pourtour. Il se peut qu'un léger affaissement du massif [1] ait déterminé l'injection des magmas résiduels entre la couronne interne et l'encaissant : d'où les leucogranites de la "couronne externe".

---

(1) Une cause de cet affaissement pourrait être la contraction thermique.

Cette question se pose également à l'Iseddiène, mais ici, la chape apicale est presque partout - sauf au Sud - restée solidaire de l'encaissant. S'il y a eu décollement, celui-ci s'est fait dans l'intérieur de la masse ignée.

Postuler sans preuves directes un affaissement en jeu de piston est une opération délicate. Cependant, de telles preuves existent dans deux massifs au moins : le Tioueiine et le Ti-n-Erit, qui renferment des filons incurvés ; nous avons aussi noté une forte présomption dans l'Imehellatène Nord, avec l'arc interne de granite alcalin.

Leucogranites différenciés *in situ* et leucogranites d'origine profonde

Considérer les leucogranites de bordure comme des produits différenciés est bien l'interprétation la plus simple que l'on puisse en donner. Nous nous y tiendrons dans la plupart des cas. Mais il est permis de deviner l'existence de processus plus complexes. Au Ti-n-Erit, la roche de la périphérie est un granite hypersolvus et certains filons externes, concentriques au massif, sont en syénite. L'hypothèse développée plus haut est certainement en défaut ici, à moins de supposer — de façon tout à fait arbitraire — un brusque assèchement du magma par départ d'eau dans des fissures de l'encaissant. Le leucogranite semble donc correspondre à une phase distincte de production de magma en profondeur. On ne peut même plus retenir l'image du capuchon apical, puisqu'il y a raccord probable avec les zones profondes de la croûte.

D'autres leucogranites sont dans ce cas : avant tout, celui qui constitue la zone périphérique du Tioueiine. Egalement peut-être, les alaskites de l'Adrar Iseddiène et du Tikertine, qui ne participent pas à des structures concentriques : au niveau d'affleurement, rien ne permet de supposer qu'elles passent en profondeur à des granites calco-alcalins ; de plus, elles ne sont pas des dépendances directes des massifs contigus (ovale d'Iseddiène, Taourirt Ta-n-Ataram).

4.3. LE TAOURIRT A L'INTERIEUR DE SA BORDURE DE GRANITE A GRAIN MOYEN

Dans le paragraphe 4.2., j'ai présenté la gamme des granites à grain moyen que l'on trouve souvent en bordure des Taourirts. Quelle que soit leur origine - cristallisation précoce à la manière des bordures figées, ou différenciation plus tardive - ces roches ont en commun d'avoir isolé de l'extérieur le milieu où s'élaborait peu à peu le granite grossier.

Supprimons par la pensée ces granites de bordure. Nous trouvons alors le granite grossier, en position externe, et un nombre variable de zones emboîtées à l'intérieur.

Constitution des zones - Les granites alcalins et les minéralisations

D'une zone à l'autre, le grain décroît vers le centre des massifs. Lorsque cette zonation ne met en jeu que des granites calco-alcalins, la texture reste à base d'oligoclases hypidiomorphes tandis que le caractère porphyroïde tend à s'atténuer. Il ne semble pas que la composition change beaucoup : mais ceci n'est qu'une première approximation, née de l'insuffisance cruelle de l'échantillonnage.

Il arrive que la zone centrale soit constituée, en totalité ou en partie, par du leucogranite alcalin à albite et microcline. Si l'on considère les minéraux essentiels et les textures, ces roches ressemblent aux alaskites de la périphérie. Elles s'en distinguent par leur richesse en fluor et en lithium.

La fluorine est de loin le plus abondant des minéraux fluorés, mais il existe aussi un peu de topaze. Le lithium se concentre non seulement dans des zinnwaldites (analyse m. 26), mais aussi dans des biotites encore très colorées (analyse m. 11). Diverses variétés de micas lithinifères peuvent coëxister à l'intérieur d'un même massif, et l'on est tenté d'y voir les stades successifs d'une évolution deutérique, car de la biotite brune a été observée en reliques blindées automorphes dans du quartz. Le béryl est un accompagnateur local (Elbema Est).

Si l'on en juge par l'unique échantillon analysé, qui provient du Tesnou 6 (1), les biotites des granites alcalins centraux tombent dans le champ des pegmatites ; les sites octaédriques sont enrichis en Al^{VI}, et non en Fe^{3+} comme dans les leucogranites de bordure (fig. 93). Notons que la même évolution se dessine avec la biotite m.28 du Taharhaït Sud, dont il a été précisé qu'elle provient d'un secteur interne soumis à des phénomènes post-magmatiques.

Le granite central de l'Imehellatène Nord diffère des autres granites alcalins par son grain plus fin et par la nature de son mica : une biotite systématiquement chloritisée.

On conçoit que les quelques indices connus de cassitérite et de wolframite (Elbema Est, Ti-n-Ezzoua Sud, Aït-Oklan, Tesnou 6) soient presque tous liés à ces roches, beaucoup plus qu'aux alaskites de bordure . Le minerai se trouve en général dans des filons de quartz, parfois aussi dans des greisens ; enfin, quelques grains de cassitérite ont été rencontrés en roche.

Note concernant la tourmaline

Il ne semble pas que la tourmaline figure dans les parageneses associées aux minéralisations. Ceci ne veut pas dire qu'elle fasse totalement défaut dans les Taourirts du fossé pharusien. Elle est connue dans des filonnets de quartz du Tesnou 1, dans des aplites des Tesnou 3 et 3 bis ("Trident"), dans des pegmatites en nids de la zone périphérique du Siledrar (fig. 61), et enfin dans un greisen à fluorine trouvé au pied ouest de l'Adrar Iseddiène (échantillon G. Rocci). Au Tesnou, on suit sa disparition progressive à mesure que le complexe évolue.

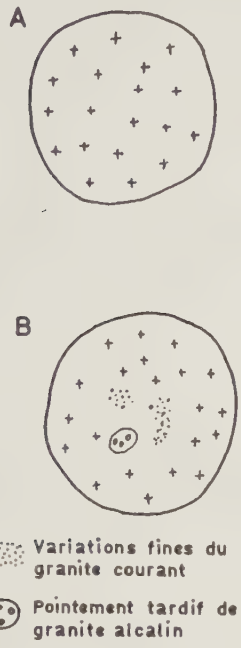
---

(1) Le Tesnou 6 ne fait pas partie d'un dispositif emboîté (fig. 16). Mais il participe tout-à-fait au même type d'évolution.

Rappel des dispositifs observés

Les figures 96 à 98 représentent des degrés de complexité croissante :

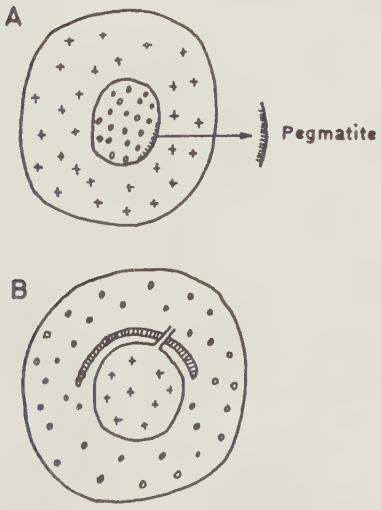
Figure 96 : zonation inexistante ou imparfaite



Masse homogène de granite grossier. Pas de zonation (Tihaliouine).

Variations locales du grain, sans changement majeur de la composition. Pas de zonation régulière ; cependant, les termes les plus fins ont tendance à se trouver près du centre (Ti-n-Akkor, Temouzereg'). L'Aït-Oklan est en plus traversé non loin de son centre par un petit corps de granite alcalin.

Figure 97 : deux zones emboîtées

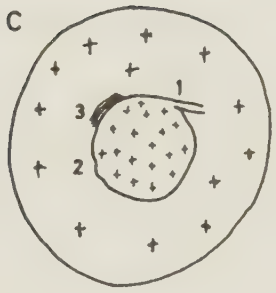


Zonation "normale" (Elbema Est) : Coeur de granite alcalin recoupant le granite du pourtour. Contact net, bordé du côté interne par des pegmatites.

Variante : contact non décelé, zonation parfois irrégulière dans le détail (Tesnou 3 et 3bis ; Tesnou 4 ?).

Zonation "inverse" (Tioueiine) : granite monzonitique au centre, granites alcalins et subalcalins tout autour (analyses 67 et 60-61). Contact net, chronologie bien établie : la zone centrale émet des filons à bord parallèles.

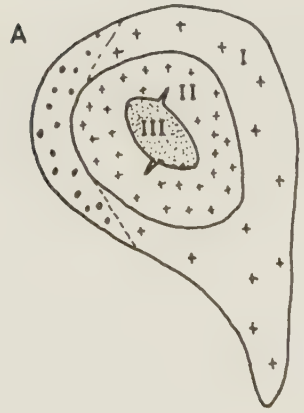
Zonation peu marquée à tendance inverse (Siledrar) : la périphérie est un peu plus alcaline que le coeur (analyses 40 et 41).



Contact net, mais de style variable :
- en 1 : le centre émet des filons à bords parallèles (fig. 58, p. 248).
- en 2 : contact sinueux dans le détail, légèrement corrodé par le granite du pourtour. Petits schlieren biotitiques contre la face interne du contact (fig. 59).
- en 3 : comme en 2, avec en outre de grands schlieren surmicacés dans les quelques mètres internes de la zone périphérique.

De tout ceci, il résulte que la masse centrale est intrusive, mais qu'elle s'est individualisée avant la consolidation complète de la périphérie.

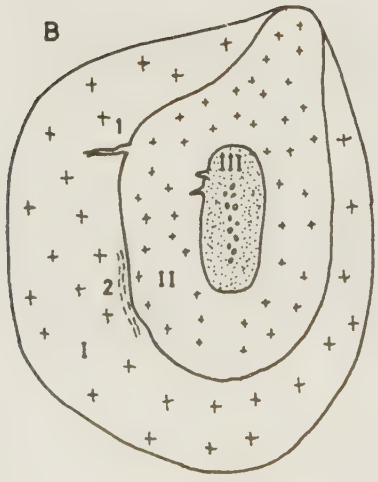
Figures 98 : emboîtement de trois zones :



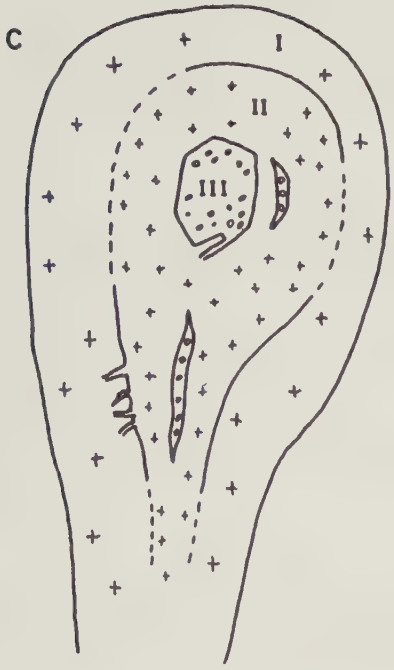
Cas du Teg'orak : abstraction faite de la différenciation alaskitique de l'Ouest, pas de variation évidente de la composition (analyses 51 et 52).

. Contact zone I - zone II : simple juxtaposition, légères fluctuations du grain dans le granite interne.
. Contact II - III : le centre émet quelques filons sinueux et mal dessinés (fig. 68) ; il est postérieur de très peu à la zone II.

Cas du Ti-n-Ezzoua Sud : peu de changement de composition entre les zones I (cf. les analyses du Tesnou 1, n° 14 à 17) et II (analyse 20). Le corps central est zoné, alcalin au coeur.



. Contact I-II : en 1, filons bien dessinés, mais sinueux (fig. 18 et 19, p. 148) ; en 2, cristallisation perturbée dans le granite du pourtour (schlieren). Même conclusion qu'au Siledrar : la zone II a recoupé la zone I avant l'achèvement de celle-ci (noter qu'au Nord, elle est parvenue au contact de l'encaissant).
. Contact II-III : juxtaposition simple ou émission de filons plus ou moins bien dessinés (fig. 22). Ceci suggère une très légère postériorité de la zone III.



Cas de l'Imehellatène : à première vue, les zones I et II ont des compositions voisines. La III, en revanche, est en leucogranite alcalin. Elle est dédoublée dans l'Imehellatène Nord en un corps central et un arc annexe ; ce dernier crée sur la carte une apparence de zonation récurrente.

. Contact I-II : dans le massif nord, les deux granites sont juxtaposés sans guère varier aux abords de la limite. Celle-ci, difficile à suivre , se dilue par endroits et disparaît, faisant place à un passage graduel.

  Style très variable dans le massif médian : sur 500 m, le granite interne est localement intrusif; mais ses filons très gauchis (car émis dans un milieu encore plastique ?) sont corrodés en retour par le granite de la périphérie. Le contact se dilue à nouveau dans le massif sud.

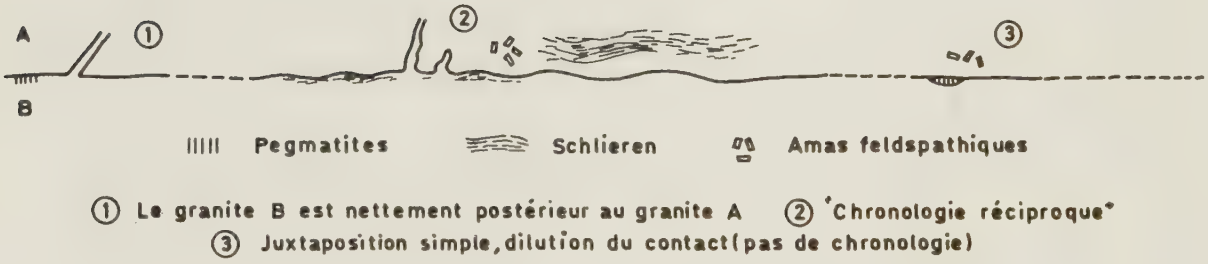
. Contact II-III : dessin polygonal dans le massif nord, émission de filons à bord parallèles : le corps central est tardif. Mais le cordon axial du massif médian paraît moins bien individualisé

Retour sur les contacts entre les zones et sur leur interprétation

Les contacts observés sont verticaux ou plongent fort vers l'extérieur. Je ne connais guère que deux endroits où cette règle du pendage très accusée soit en défaut. Dans un cas (fig. 44 A), il s'agit d'un détail local. Dans l'autre (fig. 68), on sent effectivement l'approche de la coupole.

La figure 99 donne une vue synthétique de ces contacts et de leur style souvent très changeant.

Figure 99



En cas de "chronologie réciproque", les schlieren et autres irrégularités texturales du granite externe reflètent peut-être une remobilisation partielle sous l'influence de la masse intrusive.

Mécanisme de la zonation

Sur les schémas qui composent les figures 97 et 98, nous décelons toujours une tendance évolutive centripète. Elle varie beaucoup en intensité. L'écart chronologique entre deux zones est parfois très faible,

au point de paraître nul en quelques endroits (zones I et II de l'Imehellatène Nord et du Teg'orak). Il se creuse lorsque le contraste chimico-minéralogique augmente. La zonation récurrente de l'Imehellatène Nord (fig. 40) ne se définit comme telle que d'un point de vue descriptif : on peut en effet admettre le synchronisme du corps central et de l'arc alcalin oriental.

Doit-on expliquer ces structures concentriques par une évolution *in situ* ou par des pulsations répétées de magma ? Il est devenu courant de traiter ce problème avec l'aide d'une géochimie détaillée (Ragland et al., 1968 ; Leterrier, 1972 ; Debon, mémoire à paraître ; Mursky, 1972...). Essayons de nous passer de cet outil, puisqu'il nous fait pratiquement défaut.

En faveur de la première hypothèse, nous remarquons quelques exemples de différenciation progressive : corps central de Ti-n-Ezzoua Sud, Tesnou 3. Nous pouvons aussi invoquer, avec moins de sûreté, les contacts par simple juxtaposition.

Le second terme de l'alternative est beaucoup plus richement argumenté :

- contacts démontrant la postériorité d'un des deux granites en présence ;

- excentricité de la structure dans les massifs soumis à une forte polarité orogénique (Tesnou, Siledrar) ;

- contraste très marqué des compositions, inexplicable autrement que par une mise en place distincte de magma (Tioueiine) ;

- constance probable de la composition sur toute la largeur d'une zone donnée de granite calco-alcalin (point à vérifier, mais qu'aucune observation à l'oeil nu ou sous le microscope n'a contredit jusqu'à présent).

Il nous faut donc rechercher un mécanisme qui explique le phénomène d'intrusion répétée tout en ménageant la possibilité d'une différenciation *in situ* locale.

Provenance des magmas internes

Soit donc une zone interne en granite calco-alcalin. D'où provient le magma ?

Un premier élément de réponse nous est fourni par l'affleurement-clé du Siledrar (fig. 61, p. 249). Des fissures ouvertes dans le granite central ont été injectées de bas en haut par du magma provenant du foyer non encore cristallisé de cette même zone centrale. Nous nous doutions déjà, par l'étude des granites de bordure (§4.2.), que la cristallisation progresse de l'extérieur et de haut en bas ; en voici une confirmation locale.

A l'Imehellatène, nous voyons la zone intermédiaire s'individualiser plus ou moins par rapport à la périphérie de granite grossier. On peut penser qu'elle s'est consolidée avec un certain retard à partir de la même venue magmatique. Dans le massif nord, il y a simple juxtaposition des deux zones. Dans le massif médian, une petite pulsation locale donne à la zone intermédiaire une apparence intrusive ; notons que le milieu environnant était encore plastique (fig. 44 B, C, G).

Pulsation en moins, le schéma semble être le même au Teg'orak, entre la périphérie de granite calco-alcalin et l'anneau intermédiaire. Nous retrouvons donc le modèle évolutif proposé pour les "capuchons apicaux" : une intrusion unique, qui cristallise d'abord à la périphérie, puis à l'intérieur. Mais il ne s'agit plus tout-à-fait du même contexte : les schlieren surmicacés manquent au contact, point important qui suggère une moindre indépendance du milieu interne et sans doute une cristallisation plus téléscopée de l'ensemble [1].

Tout au contraire, pour un massif comme le Tioueiine, on n'hésite pas à admettre deux venues distinctes de magma profond, tant

---

(1) Il est probable aussi que l'image du capuchon apical doit ici céder la place à celle d'une enveloppe gaînant le massif sur une hauteur importante, notamment à l'Est (secteur occupé par la grande échine montagneuse).

il semble difficile d'imaginer comment le granite à tendance hypersolvus de la périphérie et le granite monzonitique du centre pourraient être co-magmatiques (1).

Même conclusion au Ti-n-Ezzoua, nettement suggérée par le contexte structural. Remarquons en effet (fig. 16), la position et l'allongement des zones internes sur une droite passant par deux massifs qui leur ressemblent beaucoup : les Tesnou 3 et 3bis. Un contrôle aussi net par une ligne parallèle aux axes structuraux du bâti indique plutôt une origine profonde, et ceci d'autant plus que le Tesnou 3bis ("Trident") pointe isolément dans l'encaissant et semble autonome. En revanche, le coeur du Ti-n-Ezzoua s'est différencié *in situ* par migration progressive des alcalins et des pneumatolytes vers l'intérieur, à mesure que la cristallisation progressait à partir de l'extérieur (Vance, 1961).

S'il ne fait aucun doute que les masses centrales du Siledrar et du Teg'orak représentent des pulsations distinctes de magma, nous n'avons guère d'arguments pour en discuter l'origine.

Mode de mise en place et contrôle des pulsations internes

La mise en place des pulsations se fait par abattage du granite déjà consolidé. En effet, nous observons des indices de découpage au Siledrar (fig. 58 A) et au Ti-n-Ezzoua Sud (fig. 18 A). Le contour polygonal du corps central de l'Imehellatène nord suggère aussi une mise en place à l'emporte-pièce, contrôlée par des diaclases pré-existantes. Mais si l'observation directe ne nous montre que le découpage de petits blocs, rien ne dit qu'il ne s'agit pas d'un aspect complémentaire d'un phénomène plus ample, tel que l'abattage de grands panneaux ou même la "cauldron subsidence" : problème que nous retrouverons en décrivant la mise en place des massifs (§ 5 ci-après).

Tout porte à croire que les zonations ont été contrôlées, voire même induites, par les mouvements du bâti pharusien. Au cours

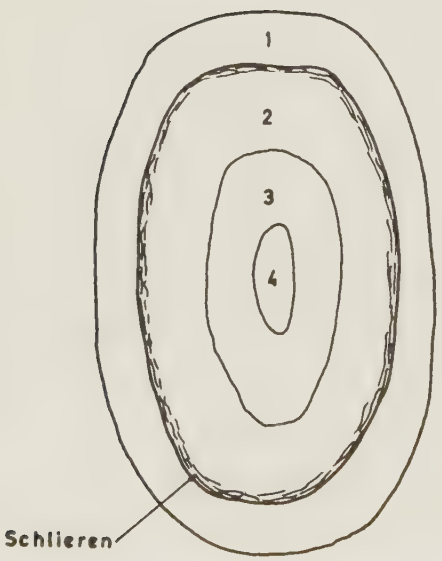
---

(1) En revanche, le granite subalcalin "à deux feldspaths" de la zone intermédiaire est sans doute co-magmatique avec le granite hypersolvus. On a ici un cas de passage ± progressif.

des chapitres précédents, j'ai montré que plusieurs Taourirts (Tesnou, Siledrar, Ta-n-Ataram, Teg'orak) sont plus ou moins synchrones d'un rejeu coulissant des dislocations méridiennes (4° 50', discordance intrapharusienne). C'est sans doute à de tels mouvements que l'on doit attribuer la mise sous contrainte - et la rupture - des parties consolidées des massifs, pendant la montée des magmas sous-jacents.

L'excentricité de plusieurs dispositifs est une autre conséquence de la structure et des mouvements de l'encaissant. Ceci est particulièrement net au Ti-n-Ezzoua Sud. On en arrive à l'idée que certains accolements de massifs sont des emboîtements dissociés. Le couple Tesnou 3 - Tesnou 1 représente une zonation analogue à celle du Ti-n-Ezzoua. Le tandem Tesnou 5/6-Tesnou 4 se retrouve, bien emboîté, à l'Elbema Est [1].

4.4. CONCLUSION A L'ETUDE DE LA ZONATION DES TAOURIRTS (Dépliant hors-texte)



Le modèle complet du Taourirt comprend :

1 - La bordure de granite à grain moyen.
Deux cas : 1a - leucogranite alcalin,
1b - granite subalcalin à calco-alcalin

2 - Le granite courant à gros grain, de chimisme calco-alcalin potassique (sauf au Tioueiine, voir note 4, p. 409)

3 - Un granite à grain moyen, comparable au précédent par la composition.

4 - Le corps central, calco-alcalin (4a) ou alcalin et ± pneumatolytique (4b).

---

(1) A la limite, le Taourirt-tan-Ataram est un complexe où une structure emboîtée n'a pu se former, à cause des mouvements trop intenses de l'encaissant. D'où peut-être l'emplacement marginal du Tikertine.

Le tableau récapitule les diverses combinaisons rencontrées du Nord au Sud de l'essaim des Taourirts. Une croix dans la colonne 1a indique l'existence d'une zonation "inverse" ; dans la colonne 4b, elle montre que la zonation est "normale". Si ces deux colonnes sont garnies, la zonation est mixte ou récurrente.

	1^a	1^b	2	3	4^a	4^b	
Temouzereg' et Aït Oklan		+	+				
Siledrar			+		+		(1)
Tesnou 1-3			+		+ ⟶ +		(1)(2)
Ti-n-Ezzoua Sud (Tesnou 2-3)	+		+	+	+ ⟶ +		
Ti-n-Akkor	+		+				
Imehellatène	+		+	+		+	
Iseddiène	+	+	+				
Tihaliouine	+	+	+				
Teg'orak	+		+	+	+		
Taharhaït Nord	+		+				(3)
Tioueiine			+ ⟶ +		+		(4)

(1) Massif à deux zones. Le corps central a été classé en 4, malgré l'absence d'un anneau intermédiaire "3".

(2) On admet que le tandem Tesnou 1 - Tesnou 3 représente une structure complètement excentrée.

(3) La zonation du Taharhaït Sud ne correspond pas tout à fait au modèle général. Une explication en a été proposée au chapitre X.

(4) On a considéré que le granite à tendance hypersolvus du pourtour est ici le granite "courant", et on a classé dans la colonne 3 le granite de la "zone intermédiaire".

Le cas du Ti-n-Erit est trop particulier pour trouver place dans ce tableau. Les équivalences qui paraissent s'imposer sont :

. granite du reg central = granite courant (colonne 1)

. granite hypersolvus du pourtour = filons incurvés qui traversent la zone périphérique (colonne 2) du Tioueiine.

Comme J. Leterrier (1972) l'a rappelé tout récemment, trois mécanismes principaux sont en concurrence pour l'explication des structures concentriques dans les granites :

- l'assimilation d'un encaissant plus basique que le magma intrusif ;
- l'intrusion multiple ;
- la différenciation magmatique.

Souvent invoqué par les auteurs nord-américains, le premier processus conduirait à une zonation progressive. Déjà battu en brèche (Vance, 1961, Taubeneck, 1967) à propos des exemples auxquels on avait pensé l'appliquer, il n'a joué aucun rôle significatif dans les Taourirts. En revanche, il nous faut faire appel aux deux autres mécanismes :

- Les pulsations répétées ont donné, selon les cas, une zonation normale (Ti-n-Ezzoua, Imehellatène), inverse (Tioueiine), ou récurrente (ovale d'Iseddiène). Notons que la succession n'est pas obligatoirement centripète : le contraire s'observe au Ti-n-Erit.

- A la notion de différenciation magmatique, il convient de substituer ici un concept général d'évolution *in situ* (c'est-à-dire après la mise en place), plus ou moins progressive, accompagnée ou non de différenciation. On explique ainsi :

. l'individualisation des "capuchons apicaux" de granite à biotite et de leucogranite [1]. Etalé dans le temps, ce phénomène précède et accompagne la cristallisation du granite grossier ;

. la zonation progressive du corps central du Ti-n-Ezzoua Sud ;

. la simple juxtaposition des zones périphériques et intermédiaires de l'Imehellatène Nord et du Teg'orak.

---

(1) Il se peut parfois que les leucogranites aient été injectés dans des décollements locaux.

Insistons enfin sur l'existence de deux modes de gisement pour les leucogranites alcalins :

- les masses périphériques volumineuses, et relativement pauvres en pneumatolytes ;

- les "queues" de différenciation centrales, piégées à l'intérieur des massifs (Vance, 1961), enrichies en pneumatolytes et parfois minéralisées.

5 - LES TAOURIRTS DU FOSSE DANS LEUR CADRE GEOLOGIQUE

5.1 - CONTROLES STRUCTURAUX DE L'ESSAIM DES TAOURIRTS

Les Taourirts sont groupés dans le quart NE du fossé pharusien et leur répartition reflète un contrôle par certaines lignes de faiblesse du bâti. Deux d'entre elles sont très apparentes : la dislocation majeure des 4° 50' et la faille, subméridienne également, qui longe la discordance intrapharusienne. Trois intrusions jalonnent le méridien 4° 50' (Taourirt ta-n-Ataram, Teg'orak et Aouilène) : mais elles pointent en bordure du puissant ruban de mylonites, non dans l'axe. Sur le tracé même de la discordance intrapharusienne, on ne voit que l'Imehellatène, peut-être aussi le Siledrar dont l'encaissant affleure mal ; bien que laminé, l'Iskel semble avoir évité l'axe de la bande mylonitique (carte Gravelle, 1969). Comme les accidents subméridiens de l'Ahaggar occidental (Caby, 1968), ceux dont il est question ici traduisent l'action de forces compressives ; on conçoit qu'ils n'aient guère servi de voies d'accès aux magmas, sauf pendant des phases intercalaires de détente (Iskel, Taourirts du 4° 50') ou après l'arrêt définitif des mouvements (Imehellatène, Siledrar).

Pour la plupart, ces massifs se trouvent donc plus ou moins à l'écart des dislocations méridiennes. Si aucun contrôle supplémentaire n'apparaît clairement dans le chapelet septentrional qui longe la discordance intrapharusienne entre le Temouzereg' (Idireksi) et l'Imehellatène, il en va tout autrement à partir du parallèle Iseddiène-Taourirt-tan-Ataram. La direction NW-SE s'impose alors, à la fois par des alignements d'unités (Iseddiène-Tihaliouine-Teg'orak, chapelet de Taharhaït-n-Abror) et par l'allongement des massifs (Iseddiène, Teg'orak, Tioueiine, Ti-n-Erit). Au Taourirt-tan-Ataram et au Teg'orak d'une part, dans le complexe d'Iseddiène-Imehellatène d'autre part, s'imprime le raccord des directions oblique et sub-méridienne.

Comment expliquer l'apparition des lignes de faiblesse NW-SE ? Sans doute par un jeu coulissant des accidents NS. En certains endroits du Tesnou et du Taourirt-tan-Ataram, le granite se montre folié verticalement par cataclase, dans une direction proche de NW-SE, et ce plan de laminage passe dans l'encaissant sous la forme d'un clivage de fracture, plan axial

de plis tardifs à axes verticaux. Au Tesnou, de même qu'à Tinnirt où existe en plus beau le même système de plis tardifs (cf. chapitre III), il paraît assuré que les contraintes résultaient d'un mouvement dextre de coulissage le long de la discordance faillée toute proche. Sur un plan plus général, on sait que les grandes fractures méridiennes du socle saharien ont joué en décrochement, souvent avec des rejets considérables (Lelubre, 1961 ; Caby, 1968 ; Gravelle, 1969).

En l'état des connaissances sur le contexte structural des Taourirts, il n'est guère possible de raffiner l'analyse. Des contradictions apparaissent en effet. D'après l'allure du Teg'orak sur la carte, d'après aussi la direction N.NW de laminage dans le Taourirt-tan-Ataram, le décrochement du 4° 50' serait dextre. Il én va de même tout au long de la discordance intrapharusienne (cf. ci-dessus). La direction NW-SE était donc comprimée ; or l'on s'attendrait à voir les Taourirts alignés dans des zones en extension (1).

Le linéament diagonal Tanezrouft-Ajjer et les failles NE-SW

Ce qui semble être un des grands linéaments du Sahara Central ne se lit qu'en filigrane sur la carte géologique. Or tout porte à croire qu'il a joué un rôle dans la genèse des Taourirts.

Considérons en effet (fig. 100) :

- le golfe de terrains crétacés qui empiète sur l'Ahaggar occidental ;

- le cours des oueds Tekouiat et Amded à travers le fossé pharusien ;

- les massifs volcaniques récents de l'Atakor-Manzaz, de l'Amadror méridional (région du Tellertebat), de Serouenout et de l'Ajjer ;

- l'axe SW-NE du bombement dessiné par le socle de ces laves entre l'Atakor et le Sud de l'Amadror (Girod, 1968) ;

- la zone haute de Tihemboka dans le Tassili des Ajjer (Beuf et al., 1971).

---

(1) La légère boursouflure du Tesnou 1 vers le NE s'est faite précisément dans la direction perpendiculaire à celle du laminage.
Une manière de résoudre ces ambiguités serait d'admettre (Oen, 1960) qu'à une compression en profondeur s'associait une distension de la partie supérieure de la croûte pendant la phase de soulèvement épirogénique.

Ces éléments structuraux très divers se placent *grosso modo* sur une bande de terrain orientée E.NE-W.SW. Il serait étonnant que l'alignement constaté ne corresponde pas à une structure profonde. Or les Taourirts méridionaux pointent sur le passage du linéament supposé : remarque d'autant plus intéressante que ces massifs, comme nous l'avons vu, se distinguent de leurs homologues septentrionaux par un chimisme plus basique. Constatons aussi que le complexe zoné de Tisselliline, dans le NE de l'Ahaggar, traverse cette bande de terrain.

> La trace du linéament apparaît dédoublée à travers le fossé. Taourirts et massifs volcaniques s'alignent plutôt sur le prolongement de l'Oued Amded. Un autre axe, apparemment moins significatif, correspond au cours aval du Tekouiat et passerait par les Taourirts d'Iseddiène et de Ta-n-Ataram. On le suit même dans le compartiment central de l'Ahaggar jusqu'à l'I-n-Ekoulmou, via le Taourirt ta-n-Afella (voir au chapitre XIV) (1).

Le fossé pharusien est sillonné par des failles NE-SW. Plusieurs d'entre elles décrochent des Taourirts (Siledrar, Ti-n-Ezzoua Sud, Imehellatène, Tefokra, Tioueiine ...). Ce sont donc des failles tardives. Mais il se peut qu'elles rajeunissent des accidents plus anciens. Elles ont en gros la direction du linéament Tanezrouft-Ajjer. Dès lors, que des massifs soient alignés du SW au NE sur l'une ou l'autre d'entre elles, il devient tentant d'y voir l'expression d'un contrôle par une structure profonde. Deux groupes d'exemples viennent à l'esprit :

1) les coupoles de l'Adrar Elbema, d'Aït Oklan, de Ti-n-Ezzoua Sud et de Ti-n-Akkor, qui s'échelonnent sur la ligne de faiblesse des oueds Ferouten et Asouf Mellene ;

2) le Temouzereg', le Siledrar et peut-être aussi le Tesnou 1, qui jalonnent le système de fracture des oueds Tazounine et Tig'elamine.

---

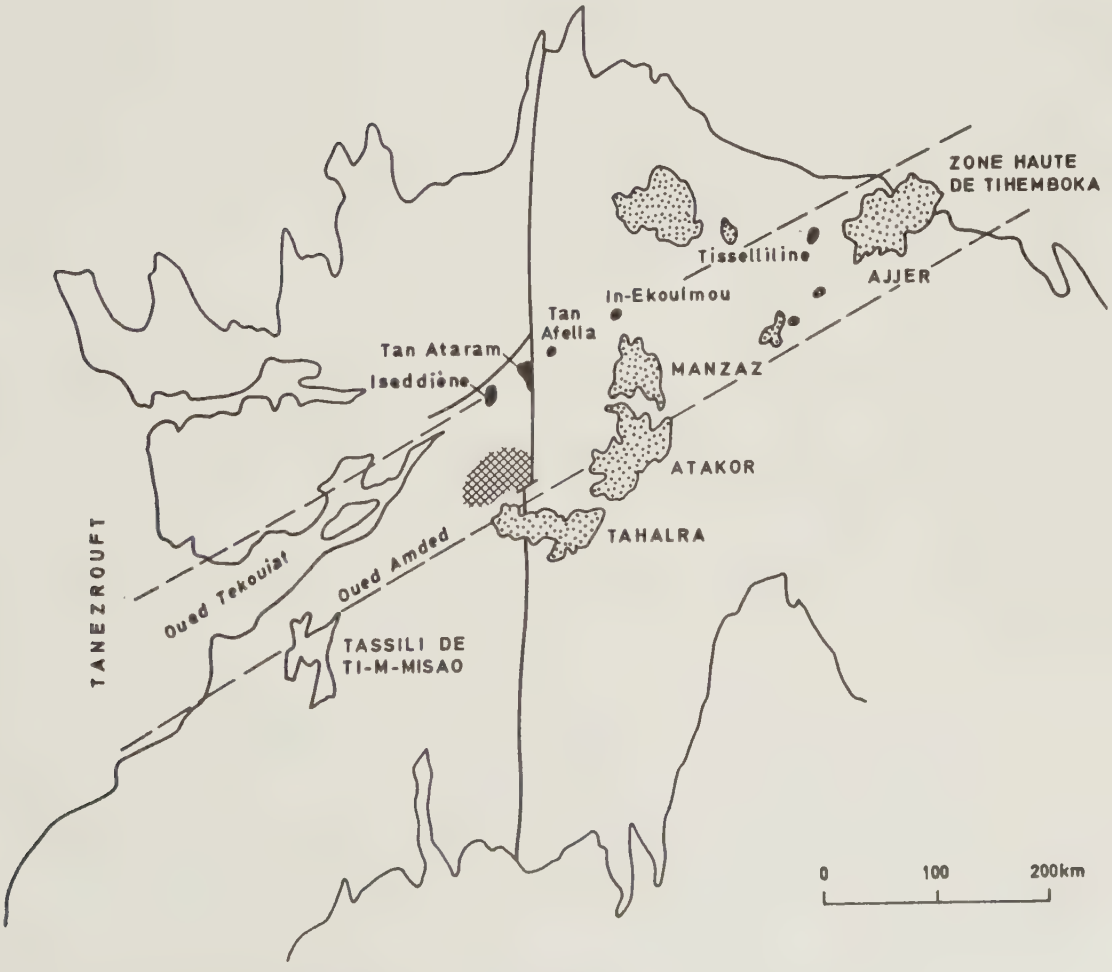
(1) Nous admettons ainsi que la dislocation des 4°50' n'a guère affecté le dispositif, malgré la probabilité d'un fort rejet horizontal. C'est possible, dans la mesure où elle a joué surtout avant le Précambrien terminal ; le linéament serait postérieur.

Les Taourirts pointent aux abords des intersections de ces accidents diagonaux avec la discordance intrapharusienne.

Un autre cas intéressant est celui de l'Aouilène, situé au point où un grand accident oblique de l'Ahaggar central ("accident Ouest-Atakor") rencontre la dislocation des 4°50'.

Il est intéressant de constater que la répartition des Younger Granites mésozoïques de Nigeria obéit au même type de contrôle (Wright, 1970). On observe des alignements E.NE-W.SW de massifs - notons le parallélisme avec notre axe de l'Ahaggar -, et il semble que cette direction structurale ait été active depuis au moins la fin du Précambrien. D'autres complexes s'allongent du Nord au Sud. Or un important linéament prolonge dans cette direction la côte du Gabon, et lui aussi était préfiguré à une époque ancienne. Les Younger Granites se trouvent ainsi à l'intersection de divers linéaments.

Fig.100 - LE LINÉAMENT TANEZROUFT-AJJER



Région occupée par les Taourirts méridionaux

5.2 - MODE DE GISEMENT ET METAMORPHISME DE CONTACT

Allure des contacts

Les contacts externes des Taourirts sont d'une netteté parfaite, même à l'échelle de la lame mince. Quelques affleurements peuvent suggérer le contraire ; il ne s'agit là que d'une première impression:

- La brèche d'intrusion de l'Imehellatène Sud (fig. 41 et planche 7, photo 5) n'apparaît si largement étalée qu'en raison de l'horizontalité très locale de la bordure du granite.

- Les contacts entre certaines unités du Tesnou sont difficiles à voir, soit qu'ils ondulent dans des lacets d'aplites entrecroisées (cas du contact Ti-n-Ezzoua Nord-Tesnou 1), soit que les roches en présence se ressemblent beaucoup, (cas des Tesnou 1 et 4, du Tesnou 6 et du Ti-n-Akkor).

Malgré la rareté des affleurements, on a tout lieu de croire à la forme polygonale, et non pas vraiment elliptique ou circulaire, de plusieurs des massifs qui affleurent dans le Pharusien inférieur : le plus bel exemple est sans doute celui du Tihaliouine (fig. 64). Les côtés des polygones sont parallèles à des failles et à des diaclases de l'encaissant. Il s'agit là d'une forme très répandue de contrôle des granitoïdes mis en face dans des terrains rigides mais brisés ; la bibliographie nous en fournit de nombreuses illustrations (Pitcher, 1953 ; Jacobson et al., 1958 ; Oen, 1960 ; Pitcher, 1972...).

Les quelques massifs encaissés dans les formations schisteuses du Pharusien supérieur ont des contours globalement plus arrondis (1). Ce sont les premières unités du Tesnou, le stock mineur d'Elbema Est, la corne NW de l'Imehellatène. Autour des Tesnou 1, 2 et 4, les schistes se montrent rebroussés. Il a été démontré que ceci est moins dû à un refoulement actif par le granite qu'à l'action d'une contrainte tardi-orogénique régionale.

D'après l'attitude des contacts observés, le Taourirt-type est un stock aux bords raides, sinon verticaux, que surmonte une coupole bosselée. Peu nombreux sont les endroits où l'on aperçoive ou soupçonne une limite plongeant vers l'intérieur : citons le Sud de l'Aït-Oklan, le Nord

---

(1) Encore que des redents anguleux existent à petite échelle.

de l'Adrar Iseddiène, les bords Ouest du Tioueiine (Byramjee, 1958) et Nord du Teg'orak ; l'inclinaison y reste forte. Les pendages faibles ou modérés vers l'extérieur correspondent,soit à des gauchissements locaux de surfaces en principe redressées (ligne axiale du Tesnou 1, limite NE de l'Adrar Elbema, bord oriental de l'Imehellatène dans les oueds I-n-Toukaouine et I-n-Afarfar), soit à l'approche du toit de l'intrusion (Ti-n-Ezzoua Nord, peut-être le Sud du Tihaliouine et du Tioueiine).

Enfin, dans la mesure où le Tefokra est bien un sommet de grand massif enfoui, son relief notable donne une idée des bosselures qui peuvent accidenter les coupoles.

Insistons sur le fait qu'autour de ces intrusions dont nous voyons affleurer les parties apicales, rien n'annonce un quelconque lien avec des phénomènes volcaniques. Il paraît tout à fait exclu que les Taourirts aient été surmontés par des laves de caldeiras, ou par des nappes d'ignimbrites comme c'est le cas à In Zize ; d'ailleurs la pétrographie des granites et l'absence de bordures figées suffiraient à nous ancrer dans cette certitude. Impossible par conséquent de suivre G. Choubert et al. (1968), qui font des Taourirts les " foyers des volcans rhyolitiques nigritiens". Les seuls massifs qui laissent subsister un doute sont le Tioueiine, avec ses roches hypersolvus et ses filons de felsite, et l'Iskel avec sa lame centrale de microgranite : peut-être a-t-il existé là des points de communication avec la surface.

Les enclaves d'encaissant

Aussi bien sur les bords qu'au coeur des intrusions, on rencontre en principe fort peu d'enclaves de l'encaissant. Une brèche de contact comme celle de l'Imehellatène Sud représente par sa puissance apparente un cas tout à fait exceptionnel, au moins parmi les affleurements connus ; de même les essaims internes du Tesnou, formés de très petits débris, n'ont pas d'équivalents ailleurs.

Plus systématiquement présentes sont les enclaves jalonnant d'une part les sutures des unités du Tesnou, d'autre part la ligne qui prolonge la discordance intrapharusienne à travers l'Imehellatène. Leur taille va de 1 m à une centaine de mètres, mais il est bien évident qu'avec une érosion moindre, on observerait des rubans analogues à celui qui court entre les deux Ti-n-Ezzoua. Ces enclaves n'ont guère été déplacées ; avec celles de l'Imehellatène, on reconstitue même une lithostratigraphie "fantôme" de la base du Pharusien supérieur. D'où la conclusion que le magma était fort visqueux quand il a incorporé ces débris (Pitcher et Berger, 1972).

> Ceci peut sembler contradictoire avec la leçon des schlieren micacés, qui conduit à insister sur les courants de convection et sur la fluidité du milieu. Mais les grands schlieren en guirlandes n'existent pas dans certaines des unités du Tesnou qui sont concernées ici (Tesnou 1 à l'Est, Tesnou 3 et 4). Rappelons aussi que là où on les connaît, ils ont pris naissance en retrait des contacts et des enclaves, à l'abri d'une carapace déjà consolidée.

Dans leur majorité, les débris provenant du Pharusien inférieur (amphibolites, tonalites...) ont une composition qui les rendait peu ou pas assimilables par le magma des Taourirts. La plupart d'entre eux paraissent donc intacts. Il n'empêche que quelques fragments à demi-estompés s'observent dans la brèche de l'Imehellatène Sud ; parallèlement, le granite est ici plus leucocrate et plus alcalin que la normale. Ceci suggère que l'encaissant renfermait ici en faible proportion les composants du minimum granitique, et que ceux-ci ont diffusé dans le magma. Mais l'hypothèse n'a pas été vérifiée, faute d'un échantillonnage adéquat ; quoi qu'il en soit, le processus supposé ne pouvait aller bien loin.

Il est probable que les fragments de roches du Pharusien Supérieur nous fournissent une image déformée de la composition moyenne de la série. En enclaves, on voit surtout des cornéennes gneissiques à quartz, oligoclase et biotite, empruntées à l'auréole du pluton concordant de Tig'elamine. Ce matériau semble relativement peu fusible, peu réactif aussi car il est pauvre en silicates de métamorphisme (de la cordiérite épisodique) ; aussi ne donne-t-il pas de restites surmicacées (Didier, 1964). Notons que les enclaves du Tesnou 1 ont subi une forte métasomatose potassique, liée à l'évolution tardive des mégacristaux qui abondent particulièrement dans le massif ; la cordiérite a disparu de ce fait et se trouve remplacée par de la biotite.

Les filons

A leur périphérie, les massifs situés dans le Pharusien inférieur émettent fort peu de filons : des aplites identiques en plus fin à celles des capuchons apicaux, mais jamais de microgranites porphyriques. Plus que de corps radiaux, il s'agit de dykes parallèles au contact et situés à 100 m maximum de celui-ci (Tihaliouine, Tikertine, Tefokra...) ; certains d'entre eux sont issus de redents du contact principal (Ti-n-Erit au SW, Tihaliouine à l'Ouest).

Il semble que les Taourirts traversant la série du Pharusien supérieur aient davantage de satellites filoniens. Du moins trouve-t-on de belles pegmatites à muscovite dans les auréoles qui ont été schistosées parallèlement au contact des granites : Tesnou 1 surtout, et Ti-n-Ezzoua Sud.

Le métamorphisme de contact

Dans les tonalites du Pharusien inférieur, il se réduit à des recristallisations mineures : c'est ainsi que du quartz en gouttelettes et de petites mosaïques d'oligoclase se développent aux dépens du plagioclase en lattes. Le métamorphisme se voit mieux dans les métamorphites épi à mésozonales, qu'elles appartiennent au Pharusien supérieur (encaissant du Tesnou) ou au Pharusien inférieur (Tefokra, Tioueiine). L'auréole du Tesnou 1 et le ruban schisteux intercalaire des Ti-n Ezzoua atteignent le faciès des cornéennes à cordiérite et orthose ; mais l'on ne saurait appliquer à d'autres cas les conditions qui régnaient dans l'encaissant, à savoir une mise sous contrainte régionale et une température initiale assez élevée (ce dernier facteur semblant lié à la proximité d'un pluton encore chaud, le Tig'elamine). Autour du Tefokra et du Tioueiine, l'étude se présente de manière peu favorable : hiatus trop fréquents entre les granites et les premiers affleurements des auréoles, manque de réactivité des tufs rhyolitiques qui constituent souvent l'encaissant ; il semble que les recristallisations se soient limitées à des nodules de biotite, éventuellement à quelques andalousites ou cordiérites.

Au Tesnou 1, on a pu se faire une idée très approximative de la profondeur de mise en place en confrontant la paragenèse des cornéennes et les caractères chimico-minéralogiques du granite. Rappelons le résultat : de l'ordre de 5 km. Ceci semble représenter un maximum pour les Taourirts.

5.3 - MECANISME DE MISE EN PLACE

Cas des Taourirts recoupant des terrains rigides et massifs (amphibolites et tonalites du Pharusien inférieur, granite de Tig'elamine)

Nous manquons d'arguments directs pour reconstituer le mode de mise en place. Une hirondelle ne fait pas le Printemps ; de même, ni les quelques blocs détachés en bordure de l'Iseddiène, ni la brèche de l'Imehellatène Sud, ne suffisent à prouver que tout l'espace occupé par les granites a été créé par l'abattage de fragments aussi petits ("piecemeal stoping"). Il est même douteux que l'on puisse expliquer ainsi un contact aussi parfaitement plan et vertical que celui du Tihaliouine au NE. D'une façon générale, les auteurs répugnent à faire jouer un grand rôle à ce mécanisme [1], lorsqu'ils constatent la rareté des débris l'encaissant dans la roche intrusive.

Changeons alors d'échelle et envisageons l'hypothèse de jeux de piston souterrains [2] ("cauldron subsidence"). Nous ne pouvons la vérifier, mais elle ne paraît pas trop hasardeuse, compte tenu de ce que des affaissements limités se sont à coup sûr produits pendant l'évolution des massifs : les filons incurvés du Tioueiine et du Ti-n-Erit nous en fournissent la meilleure preuve.

Il reste à considérer l'échelle intermédiaire : la chute de grands panneaux d'encaissant dans la piscine magmatique ("major stoping") [3].

---

(1) "a theoretical solution to a familiar problem" (Pitcher et Read, 1963, p. 291)

(2) Les fractures annulaires ne se poursuivaient pas jusqu'à la surface. Aucun argument ne nous suggère l'existence passée de caldeiras (voir ci-dessus)

(3) Rappelons que le Ti-n-Erit renferme des enclaves hectométriques.

Peut-être s'agit-il de la solution la plus satisfaisante, mais il serait vain de vouloir la distinguer de la précédente. L'essentiel est que l'une et l'autre rende bien compte des contours polygonaux et des contacts plans dont il était fait état ci-dessus.

Cas des Taourirts encaissés dans les formations schisteuses du Pharusien supérieur

Le principal massif concerné ici est évidemment le Tesnou 1, avec sa belle auréole de terrains accordés sur le contact. Contrairement à ce que suggèrent les apparences, l'origine des contraintes doit être recherchée beaucoup plus dans un épisode de l'évolution régionale (un mouvement de coulissage le long de la discordance intrapharusienne) que dans un gonflement du massif sous l'effet d'une alimentation continue. On peut s'interroger sur la réalité d'un tel gonflement, étant donné l'absence de toute protoclase et même d'une fluidalité nette aux abords du contact incriminé. En réalité, le Tesnou 1 emboutit les bancs de cornéennes, sa limite zigzague par courts tronçons rectilignes (planche 8, photo 5), détails qui font penser une fois de plus à l'abattage (ou à l'arrachage) de blocs limités par des diaclases. La preuve que le magma a incorporé des morceaux d'encaissant est d'ailleurs fournie par les essaims d'enclaves rencontrés.

Deux raisons nous empêchent de poser le problème de la mise en place dans les mêmes termes que pour les massifs précédents :

1 - Le toit étant érodé, nous ne savons pas si la poussée ascendante du magma a créé par refoulement une partie du volume nécessaire, comme c'était le cas avec les diapirs de Tinnirt Nord et d'Ameder. Or on peut croire à l'existence d'une telle poussée active dans le Sud de l'unité (secteur d'Arhelad), car la fluidalité y dessine une grande arche à sommet plat.

2 - Une seconde restriction concerne la dimension des blocs abattus : nous ne devons pas exclure qu'ils aient été de petite taille. En effet, le magma s'est arrêté assez bas. Son refroidissement a été lent; sa mise en place aussi, sans doute. Cette lenteur supposée est compatible avec une progression par abattage de petits fragments.

Ce mode de mise en place créait des conditions favorables à une légère assimilation de la série volcano-détritique traversée. Or le Tesnou 1 renferme de la tourmaline (voir page 400), fabriquée peut-être avec le bore des métasédiments, eux-mêmes riches en tourmaline dans l'auréole nord. Enfin, la muscovite deutérique des pegmatites et des cornéennes suggère une tendance du magma à s'hydrater.

Le Tesnou 5, l'Elbema Est, la corne NW de l'Imehellatène se présentent autrement sur le terrain. Pas le moindre rebroussement ne s'observe alentour [1]. Aussi nous trouvons-nous ramenés en apparence au cas des massifs recoupant les formations rigides du Pharusien inférieur. Quant au Ti-n-Ezzoua, il fait figure de terme de transition.

Conclusion

Nous retiendrons la mise en place par abattage de terrains préalablement diaclasés ou fracturés. Le faisceau des présomptions suggère que les blocs abattus étaient de grande taille ; de véritables jeux de piston ne sont pas à exclure. Or l'observation ne révèle le plus souvent que de petites enclaves (c'est ce qui advient classiquement). Le découpage en fragments de dimensions réduites n'a sans doute joué qu'un rôle complémentaire ; une incertitude subsiste néanmoins au sujet du Tesnou 1.

Affirmer que le magma a rempli passivement les vides peut paraître abusif, dans la mesure où existent au Tesnou 1 et au Ti-n-Erit quelques indices d'une poussée ascendante pendant la mise en place. Mais ces indices restent si rares et localisés que l'on hésite à en tirer une règle générale. Il est possible qu'une telle poussée ait agi juste au début de la phase d'ascension des magmas, comme cela a été démontré pour d'autres massifs mis en place à la faveur de jeux de piston (Chapman, 1954).

---

(1) A vrai dire, il existe un hiatus de 200 m entre l'Elbema Est et les premiers affleurements d'encaissant, et de 500 m dans le cas de l'Imehellatène NW. En revanche, le contact du Tesnou 5 est presque partout visible.

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

D'après tout ce qui vient d'être rappelé sur leur composition et sur leur mode de gisement, les Taourirts du fossé pharusien forment une famille de granites calco-alcalins allochtones. On doit alors souligner leur pauvreté relative en granodiorites et en diorites quartziques ; ces roches, qui entrent pour une part importante ou même prépondérante dans la constitution des granitoïdes allochtones d'autres chaînes (Pyrénées, Galice, Ecosse, Ouest Américain ...), ne se rencontrent ici que dans de petits corps associés et dans des enclaves microgrenues de type classique.

Si l'on met à part le curieux Tihoiiarène, où le plutonisme des Taourirts paraît avoir interféré avec l'évolution finale d'un batholite syn-orogénique, tout indique que le Tesnou 1 inaugure la série des intrusions. Les mouvements du bâti ont fortement marqué à certains endroits la structure du granite et celle de ses cornéennes. Il semble aussi que le magma se soit arrêté relativement bas, dans l'auréole encore chaude du pluton syn-orogénique de Tig'elamine.

Les venues vont se succéder ensuite, non seulement dans le complexe-vedette de Tesnou, mais aussi dans le restant du fossé où l'on peut voir l'Iseddiène mordre sur l'Imehellatène et le Taharhaït-n-Abror Nord tronquer le chapelet des Taharhaït médian et sud. S'il serait prématuré de brosser un tableau montrant des intrusions de plus en plus supercrustales à mesure qu'elles s'échelonnent dans le temps, on peut au moins proposer que le cycle se termine au Tioueiine [1], massif à tendance subvolcanique où le

---

(1) Ou à l'Aouilène, si l'on considère son gisement laccolitique : mais ce critère ne paraît pas suffisant.

contraste entre un granite alcalin hypersolvus et un granite calco-alcalin banal semble être le reflet d'un contexte fini-orogénique de calme et de mouvement alternés.

Le courant moderne des idées nous entraîne à conclure que les magmas ont pris naissance à grande profondeur. Doit-on entendre par là qu'ils proviennent entièrement d'en dessous de la croûte sialique ? La prédominance écrasante des granites francs obligerait alors à imaginer, soit une fusion partielle à température modérée, soit la cristallisation fractionnée d'un magma initialement plus basique.

Il existe en fait une autre possibilité, que les données existantes ne permettent pas d'écarter : c'est la formation de magmas mixtes (ou hybrides), incorporant en proportion variable des matériaux d'origine infracrustale et des bains anatectiques nés vers la base de la croûte sialique. Cet apport sialique serait maximum au Tesnou 1, massif qui par sa taille et son emplacement fait figure d'intermédiaire avec les grands plutons concordants. Il serait minimum dans les Taourirts méridionaux, et notamment au Tioueiine.

La plupart de ces intrusions ont traversé sans les assimiler des terrains rigides, principalement ceux du Pharusien inférieur ; elles restaient contrôlées par des lignes de faiblesse plus ou moins actives. Le chimisme relativement basique des Taourirts méridionaux doit être rapproché du fait que ces massifs jalonnent un linéament majeur, lequel a fonctionné par intermittence depuis la fin du Précambrien jusqu'au Quaternaire.

Les remarquables structures emboîtées des Taourirts traduisent à la fois la variation zonaire du régime de la cristallisation et la mise en place de pulsations successives, lesquelles n'ont pu monter que grâce à des effondrements plus ou moins annulaires.

Ces Taourirts, dont l'âge précambrien terminal à cambrien est plus que probable, sont à la fois les granites post-tectoniques de la chaîne pharusienne et des granites de plate-forme, dits "anorogéniques". A ce titre, ils occupent une position charnière dans le plutonisme du Sahara tout entier. Les structures emboîtées, la tendance subvolcanique des intrusions les plus évoluées, peuvent susciter des comparaisons avec les Younger Granites de Nigeria ou bien, sans regarder aussi loin, avec les intrusions sub-contemporaines du môle d'In-Zize et de l'Adrar des Iforas. Mais le contexte structural et la composition chimico-minéralogique désignent bien, dans l'ensemble, des granites orogéniques. On saisit ainsi la grande originalité de cette famille.